

# Vývoj pleistocénnych riečnych terás vo východnej časti Dunajskej panvy

Michal Šujan & Samuel Rybár

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského v Bratislave, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; miso@equis.sk

## AGEOS The development of Pleistocene river terraces in the eastern part of the Danube Basin

**Abstract:** Spatial distribution of fluvial sediments in the Hron Upland area situated at the eastern part of the Danube Basin was investigated in purpose to reconstruct Pleistocene river basin development. The distribution of river accumulation terraces was detected on the basis of a database of 1900 wells. Base level of the terraces, interpolated for two sub-areas, was the main tool for distinguishing terrace levels. The interpolation was controlled with spatial autocorrelation analysis using Moran's I method. Three terrace systems of rivers paleo-Hron, paleo-Žitava and paleo-Danube were identified, different in geometry, layout of the terraces and petrography of the sediment. The paleo-Hron terrace system consists of six wide north-south oriented levels retreating to the east, while terraces of paleo-Žitava are only erosive remnants of four levels retreating to the northwest. Two levels of the paleo-Danube terrace system are situated in the southern part of the researched area, oriented in west-east direction. Accumulation of the terraces started on the Pliocene-Pleistocene boundary, what is indicated by fossil mammals found in the highest terrace levels. Asymmetric uplift of the Hron Upland area reached its maximum in the south, in the Transdanubian Range Mts. realm. In the study area it reached 80 m, with average movement velocity of 0.03 mm.a<sup>-1</sup>. Uplift formed first separate river basins of the paleo-Hron and paleo-Žitava in Lower Pleistocene, followed by shift of paleo-Danube to the studied area during the Middle to Upper Pleistocene. The riverbed (channel) dynamics was connected with strong erosion together with incision into the Danube Bend Gate. Brittle tectonics influenced the terrace levels negligible, an exception being the paleo-Danube terrace in the south with 10 to 15 m offsets of normal faults.

**Keywords:** Western Carpathians, Danube Basin, Pliocene, Quaternary, river terraces

### 1. ÚVOD

Vývoj riečnych depozičných systémov, predovšetkým však vznik riečnych terás odzrkadľuje okrem klimatických zmien hlavne tektonickú aktivitu, teda vertikálne pohybové tendencie a súvisiaci pohyb eróznej bázy (c.f. Bridgland & Westaway, 2008). Prezentovaný výskum východnej časti Podunajskej nížiny (Komjatická a Želiezovská čiastková depresia Dunajskej panvy; v zmysle Vass et al., 1988; Obr. 1A) bol zameraný na zistenie distribúcie telies riečnych terás v priestore a tvorbu modelu geomorfologického vývoja oblasti počas pleistocénu, keďže v tomto období bola dominantným eróznou-akumulačným faktorom práve činnosť riek (Kováč et al., 2011).

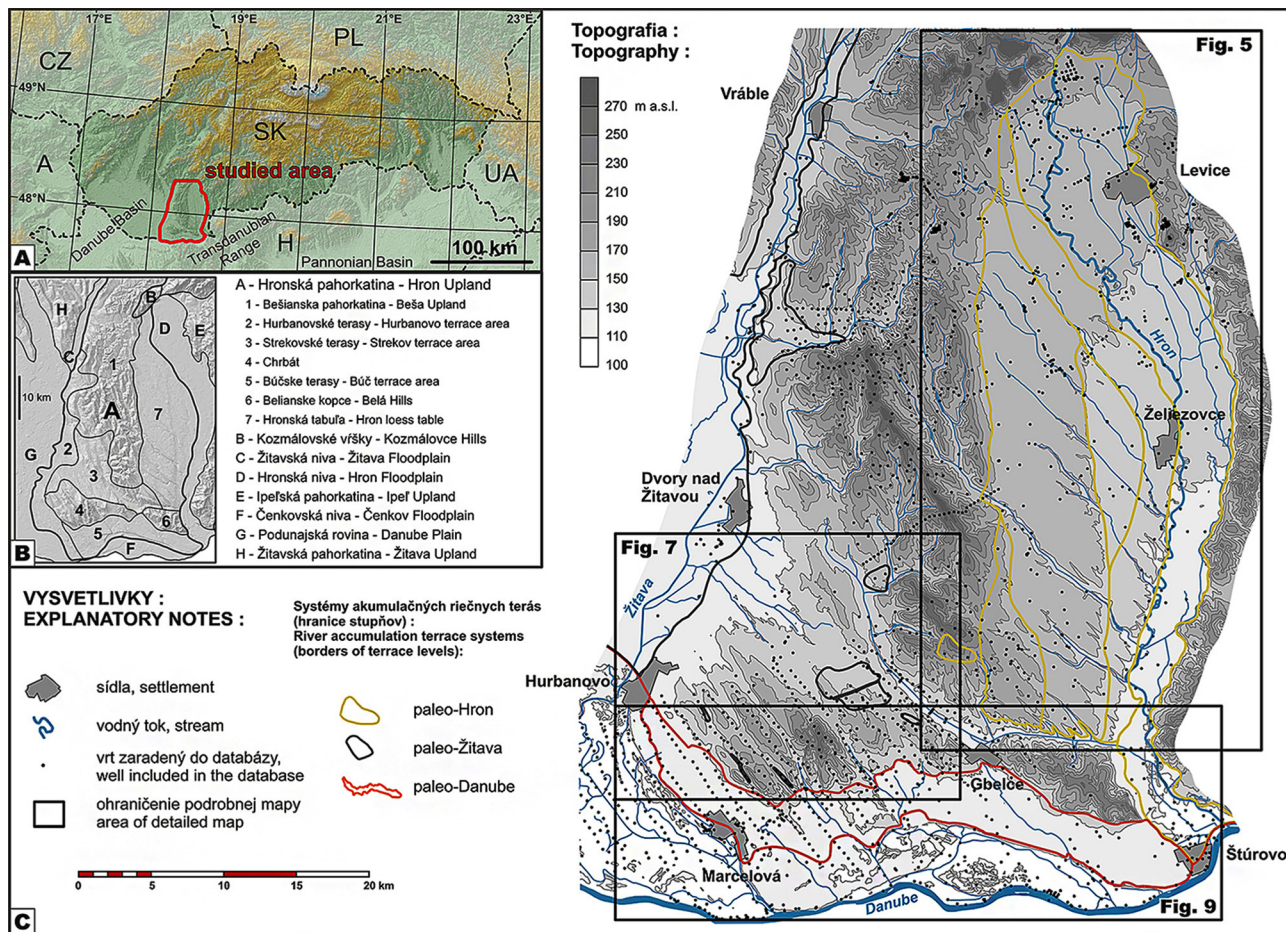
Východná časť Podunajskej nížiny má charakter mierne zvlnenej pahorkatiny až roviny, nadmorská výška terénu sa pohybuje v rozmedzí 100–300 m n. m. Výraznejšími tvarmi reliéfu sú doliny zväčša úvalinového typu, ktorých morfológia je z podstatnej časti výsledkom periglaciálnych javov (Priehodská & Harčár, 1988). Doliny sú v priečnom reze asymetrické a tvoria pravouhlú sieť, čo bolo interpretované ako následok tektonickej aktivity (Priehodská & Harčár, 1988; Králiková et al., 2011). Na základe geomorfologického členenia je oblasť tvorená eleváciou Hronskej pahorkatiny, ďalej Hronskou nivou, Čenkovskou nivou, východnou časťou Podunajskej roviny a Žitavskou nivou (Mazúr & Lukniš, 1978; Obr. 1B).

Z geologického hľadiska podložie pleistocénnych riečnych usadenín tvorí výplň Dunajskej panvy veku bádén až dáč (Vass,

2002). Hojne rozšírené fluviaálne sedimenty sú v značnej časti územia prekryté sprašami a sprašovými hlinami výrazných hrúbok. Z tohto dôvodu bola metodika výskumu zameraná okrem štúdia usadenín priamo na odkryvoch predovšetkým na nové spracovanie vrtných prác v danej oblasti a vytvorenie jednotných, korelačných rezov vrtní cez telesá akumuláčnych terás. V databáze bolo zhromaždených približne 1900 profilov vrto v s identifikovanou bázou terás (Obr. 1C). Korelácia litologických rozhraní medzi telesami terás a podložími miocénneho až pliocénneho veku bola znázornená v geologických rezoch a štruktúrnych úrovňových mapách. Cieľom prezentovanej práce bolo na základe zisteného obrazu geologickej stavby vytvoriť model vývoja sedimentačných prostredí a vertikálnych pohybových tendencií v skúmanej oblasti počas pleistocénu.

### 2. STAV PROBLEMATIKY

Problematike rozšírenia a geologickej stavby kvartérnych riečnych terás vo východnej časti Dunajskej panvy sa venovali viacerí autori, využívajúc geomorfologické aj geologické metódy výskumu. Popri početných pionierskych prácach Horusitzkého a Timkó vypracovaných pre kráľovský uhorský geologický ústav v Budapešti (napr. Horusitzky, 1900; Timkó, 1902) je významná práca Kéz (1934), v ktorej autor vyčlenil päť terasových stupňov v oblasti Visegrádskej brány. Súčasťou geomorfologickej štúdie Ispaitsa (1943) je opis výskytu až piatich terasových stupňov v oblasti



Obr. 1. Skúmané územie. A) poloha skúmaného územia; B) názvy geomorfologických jednotiek skúmaného územia používané v texte podľa Mazúr & Lukniš (1978), upravené; C) prehľadná topografická mapa skúmaného územia s kontúrami riečnych akumuláčnych terás.

Fig. 1. Studied area. A) location of the investigated area; B) terms of the geomorphological subdivision used in the paper after Mazúr & Lukniš (1986), modified; C) general topographic map of the investigated area with contours of river accumulation terraces.

medzi Chrbátom a tokom Dunaja. Čepek (1938) prezentoval komplexnú štúdiu neotektonických vplyvov na tok Dunaja s vymedzením zlomov SZ–JV smeru na juhu Hronskej pahorkatiny. Lukniš & Bučko (1953) vyčlenili v oblasti medzi Hurbanovom a Marcelovou dva terasové stupne, autori spomínajú aj tektonickú predispozíciu dolín v oblasti Chrbátu. Pécsi (1959) opísal vo Visegrádskej bráne sedem terasových stupňov a na základe charakteru ich pozdĺžneho profilu dokumentoval rozličnú intenzitu vertikálnych pohybov v Maďarskom stredohorí.

V práci Harčár & Schmidt (1965) sú uvedené pre oblasť Strekovských terás tri terasové stupne, dokumentované na odkryvoch. Autori opisujú taktiež charakter fosílnych nálezov na lokalite Strekov – pieskovňa. Harčár (1967, 1975) na základe distribúcie piatich stupňov terás paleo-Žitavy opisuje tektonický vývoj oblasti Hronskej pahorkatiny s kryhovou stavbou a odlišnými diferenciálnymi pohybmi. V práci Harčár (1981) sú pri interpretácii veku terás zohľadnené novšie nálezy pozostatkov fauny veľkých cicavcov v pieskovni pri obci Strekov. Harčár (1983, 1997) uvádza grafickú schému, kde je znázornený vývoj toku paleo-Žitavy v závislosti na rozdielnych vertikálnych pohyboch jednotlivých blokov tvoriacich južnú časť Hronskej pahorkatiny. Autor predpokladá pomerne náhly presun toku

paleo-Žitavy z oblasti Strekovských terás k západnému okraju Chrbátu.

Vaškovský & Halouzka (1976) zobrazili na geologickej mape výskytu riečnych uloženín v pieskovniach Strekova a Novej Viesky, ktoré pokladajú za pozostatok jedného sedimentárneho telesa. Autori uvádzajú päť stupňov terás v oblasti Hronskej tabule. Halouzka & Minaříková (1977) prezentovali súbornú prácu týkajúcu sa riečnych terás Dunaja, v ktorej spomínajú klimatické aj tektonické faktory ich dnešnej distribúcie. Mazúrová (1978) korelova terasové stupne Hrona vyčlenené v práci Vaškovský & Halouzka (1976) s ostatnými významnými riekami Západných Karpát (predovšetkým s Dunajom) a poukázala na podobnú morfometriu terasových systémov v dôsledku klimatických príčin ich vzniku. Halouzka in Nagy et al. (1999) opísal v oblasti Hronskej tabule a Hronskej nivy štyri terasové akumulácie, spomína aj odlišné sklony jednotlivých telies v smere toku Hrona. Sprásovými sekvenciami v skúmanom území sa venovali napríklad práce Harčár (1971) a Harčár & Schmidt (1985).

Charakter pleistocénneho výzdvihu v širšej oblasti bol predmetom prác Dlačáč (1960) a Maglay et al. (1999). Autori spomínajú symetrickejší výzdvih Hronskej pahorkatiny v porovnaní s ostatnými pahorkatinami tvoriacimi okraje Dunajskej panvy.

Aktuálny pohľad na vývoj inverzie okrajov Dunajskej panvy je prezentovaný v práci Stankoviánsky et al. (2011).

Podrobne sa neotektonickým porušením sedimentov v oblasti Hronskej pahorkatiny zaoberali Vaškovský et al. (1982), Prie-chodská & Harčár (1988) a Králiková et al. (2011). Vertikálne tektonické pohyby Maďarského stredohoria a ich vplyv na riečnu sedimentáciu počas pleistocénu je témou prác Ruszkiczay-Rüdiger (2005<sup>a,b</sup>) a Gábris & Nádor (2007).

Nový výskum dopĺňa výsledky štúdia stavby a vývoja riečnych terás východnej časti Dunajskej panvy prezentované v minulosti moderným spracovaním podstatne väčšieho množstva vstupných údajov a ich novou morfometrickou interpretáciou, čo umožnilo doplniť, upresniť alebo opraviť už známe fakty v uvedenej problematike. Predbežné výsledky boli prezentované v prácach Šujan et al. (2013<sup>a,b</sup>).

### 3. METODIKA

#### 3.1. Databáza

Excerpcia údajov o vrtoch z pôvodných správ prebiehala v archívoch Geofondu (ŠGÚDŠ), spoločnosti Nafta, a. s. a spoločnosti Equis, spol. s r. o. Databáza v tabelárnej forme obsahuje identifikáciu vrtu, polohu (súradnice S-JTSK), konečnú hĺbku, názov zdrojovej správy (archivovanej v digitálnej forme) a hĺbku identifikovaných litologických rozhraní (podrobný opis postupu tvorby databázy vrtoch v práci Šujan, 2011).

Prieskumné vrtné diela zhromaždené do databázy boli realizované pre rôzne účely, ktorým zodpovedá kvalita informácie o zistenom litologickom profile. Významná je skupina vrtoch plytkého a stredne hlbokého štruktúrneho prieskumu, hĺbených metódou protismerného výplachu (counter-flush, Cf-vrty). Sondy boli vrtné do hĺbky 300 až 600 m v pravidelných rozstupoch, s cieľom identifikovať priebeh hlavných litostratigrafických rozhraní. Pre potreby prezentovaného výskumu bolo použitých 780 vrtoch sérií Iža, Svodín, Pozba, Tekovské Lužany a Šurany (Hromec, 1961; Lunga, 1963, 1964, 1965, 1966, 1967 a archív spoločnosti Nafta, a. s.).

Databáza, obsahujúca štruktúrne vrty, bola doplnená sondami hydrogeologických prieskumov a pozorovacími vrtmi hĺbenými pre reguláciu tokov Hrona a Žitavy (Kancík & Pavúr 1961; Tužinský et al., 1963; Batory & Potyš, 1967; Otepka & PISOŇ, 1968<sup>a,b</sup>, 1970; Mosendz, 1980), ďalej vrtmi prieskumu pre vodné dielo Nagymaross (Porubský, 1955; Jakubec et al., 1960). Vhodným materiálom pre štúdium riečnych terás boli aj sondy ložiskového nerudného prieskumu (Brodňan & Samčík, 1960). V častiach územia s nedostatkom vrtoch predošlých typov boli použité inžiniersko-geologické sondy. Použitých bolo dokopy 1148 hydrogeologických, inžiniersko-geologických a ložiskových vrtoch.

#### 3.2. Analýza údajov

Vrtné diela s dostatočne homogénnym pokrytím skúmaného územia boli medzi sebou litologicky korelované v prostredí GIS. Korelácia vrtoch bola zameraná hlavne na rozšírenie riečnych terasových usadenín a ich odlišenie od podložných sedimentov.

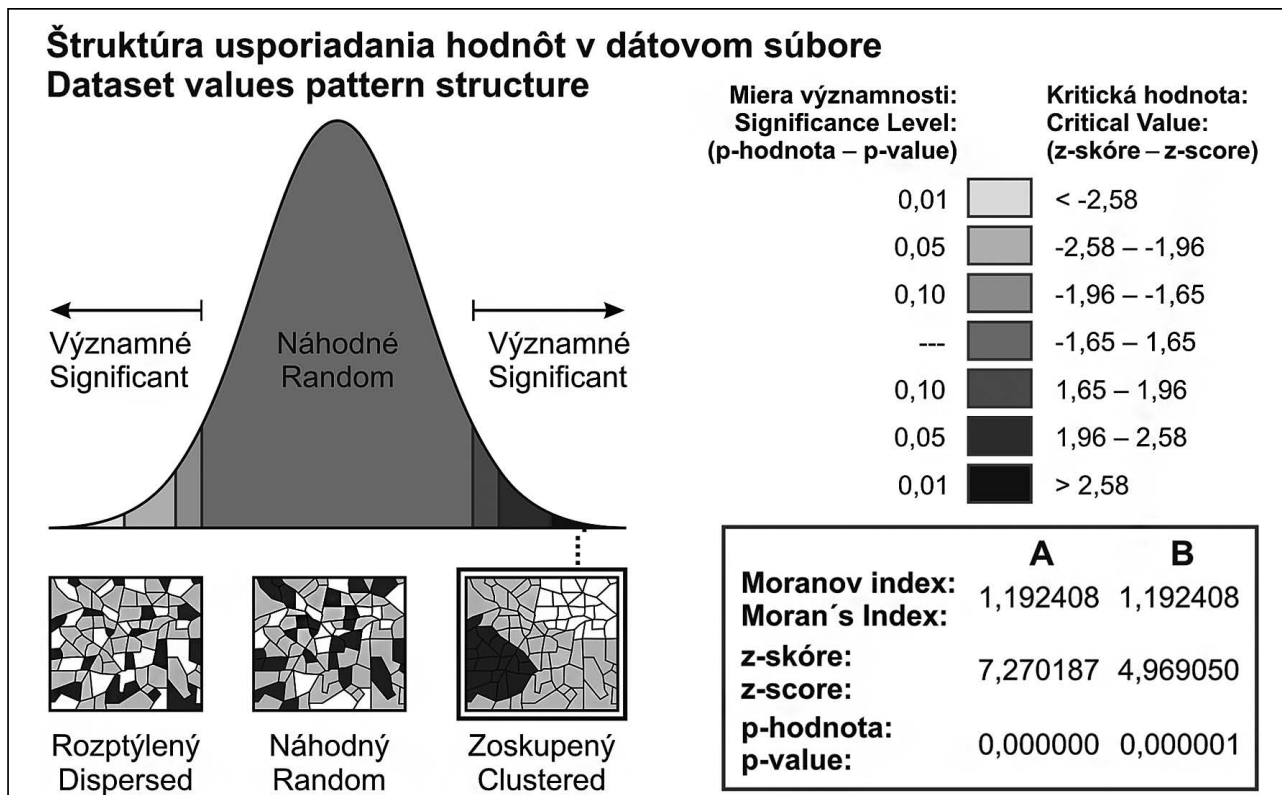
V niektorých vrtoch štruktúrnych, mapovacích, ložiskových a geotermálnych prieskumov boli vykonané paleontologické analýzy, ktoré po prehodnotení bolo možné použiť pre stanovenie veku súvrství v podloží kvartérnych sedimentov.

Po vymapovaní rozšírenia riečnych usadenín boli zistené telesá rozčlenené na základe morfológie úrovne bázy terás do jednotlivých stupňov. Mapa úrovne povrchu predkvartérnych akumulácií bola pre jednotlivé terasové systémy konštruovaná interpoláciou v programe ArcMAP 10.0 (ESRI) metódou "topo-to-raster" s veľkosťou bunky 50 m. Metóda je určená na tvorbu hydrologicky korektnej topografie, čo je predpokladom pre reálnu morfológiu fluvialne modelovaného povrchu. Napriek tomu nemusí výsledná mapa zodpovedať reálnemu priebehu interpolovaného rozhrania a v dôsledku nehomogénnej distribúcie informácií (vrtoch) v priestore môže byť výsledný obraz čiastočne skreslený.

Štruktúrne mapy úrovne predkvartérneho podložia/úrovne bázy terasových sedimentov boli vytvorené pre dve oblasti (terasové systémy paleo-Hrona a paleo-Dunaja), v ktorých majú skúmané sedimenty dostatočné rozšírenie a sú dokumentované potrebným počtom vrtoch. Vhodnosť použitia interpolácie bola kontrolovaná použitím analýzy autokorelácie dátových súborov oboch oblastí pomocou metódy Moranovho indexu (v zmysle Goodchild, 1986; Sawada, 1999) v programe ArcMap 10.0. Indexy získané analýzou charakterizujú štruktúru usporiadania hodnôt dátových súborov v priestore a v prípade vysokej pravdepodobnosti náhodného usporiadania by nebolo vhodné skúmaný jav interpolovať. Na základe získaných indexov (Obr. 2) možno konštatovať, že oba dátové súbory vykazujú výraznú autokoreláciu a pravdepodobnosť ich náhodnosti je nižšia ako 1 %. Interpolácia bola teda použitá korektne.

Akumulačné terasy boli zoskupené do terasových systémov na základe vzájomnej polohy a orientácie. Zistená geologická stavba bola zobrazená v rezoch orientovaných kolmo na terasové systémy. Rezy znázorňujú okrem geometrie terasových telies aj geologickú stavbu podložných neogénnych akumulácií do úrovne -50 m n. m (s výnimkou rezu H1). V rezoch bola použitá topografia terénu na základe digitálneho modelu reliéfu (ďalej DMR) a priebeh bázy terás na základe získaného interpolovaného povrchu. Po zhodnotení kvality litologických profilov a možnosti porovnávania bolo v rezoch zobrazených päť zrnitostných tried sedimentu (íly, íly až piesky, piesky, piesky s obsahom štrku, štrky) so samostatne vyčlenenými sprašami a vrstvami uhlia/uholného ílu. V korelácií medzi vrtmi boli použité známe litostratigrafické jednotky v zmysle publikovaných prác (Vaškovský et al., 1982; Prie-chodská & Harčár, 1988; Halouzka in Nagy et al., 1998; Vass, 2002) upravené podľa najnovších poznatkov o litostratigrafii Dunajskej panvy (Kováč et al., 2011). Rezy boli konštruované v mierke 1:100 000/1:10 000 (10x prevýšené, rezy H1, H2 a D1), resp. 1:125 000/1:10 000 (12,5x prevýšené, rez H3) a 1:150 000/1:10 000 (15x prevýšené, rez Z1).

Pre terasový systém paleo-Hrona boli konštruované pozdĺžne rezy terasami, kde boli znázornené tri krivky získané rezom povrchov: (1) terén (rez povrchom DMR); (2) hranica terasových sedimentov a spraší/nivných sedimentov (povrch získaný interpoláciou); (3) báza terasových sedimentov (povrch získaný interpoláciou). Rezy prevýšené 100x boli zamerané na porovnanie sklonu rozhraní jednotlivých akumuláčnych



Obr. 2. Výsledky testu autokorelácie dátových súborov pre interpoláciu pomocou metódy Moranovho indexu (program ArcMap 10.0). A) oblasť terás paleo-Hrona; B) oblasť terás paleo-Dunaja. Oba dátové súbory vykazujú výrazne zoskupené usporiadanie hodnôt s pravdepodobnosťou náhodnosti usporiadania menej ako 1 %.

Fig. 2. Autocorrelation test results of interpolated datasets by Moran's I method (ArcMap 10.0 software). A) paleo-Hron terrace area; B) paleo-Danube terrace area. Both datasets have significantly clustered pattern of values with less than 1 % likelihood that the pattern could be the result of a random chance.

terás. Znázornené boli vrty, ktoré overili skúmané rozhrania v blízkosti rezu. Pozdĺžny rez nebol konštruovaný pre najvyššiu terasu (1. stupeň), keďže bola zachytená len tromi vrtmi.

#### 4. GEOLOGICKÁ STAVBA PREDKVARTÉRNEHO PODLOŽIA

Predkvartérne podložie je v celej skúmanej oblasti tvorené neogénnymi sedimentami, prípadne neogénnymi vulkanitmi (severovýchodná časť). Viacerými autormi (Andrusov & Schaleková, 1954; Brodňan, 1960) boli v podloží kvartéru južnej časti skúmaného územia uvádzané sedimenty paleogénu, po prehodnotení biostratigrafických nálezov bol predmetným sedimentom priradený strednomiocénny – bádenský vek.

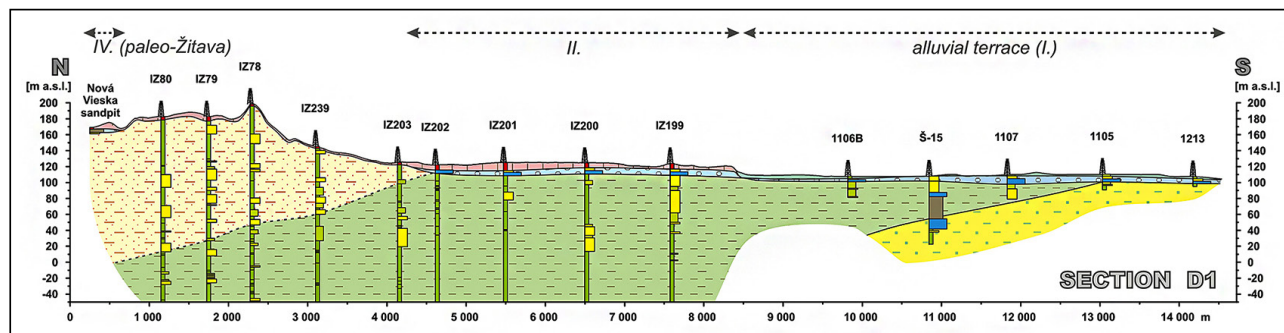
**Bádenské sedimenty** znázornené v geologickom reze D1 (Obr. 3) sú tvorené štrkami a pieskami na ponorených svahoch Maďarského stredohoria. **Sarmatské vulkanity, pyroklastiká a sedimenty s vulkanickým materiálom** baďanskej formácie (v zmysle Nagy et al., 1998) tvoria bezprostredné podložie kvartérnych riečnych štrkov v severnej časti Hronskej tabule a Hronskej nivy (Rez H1, Obr. 4). Odkryté sú v oblasti Starého Tekova, kde vystupujú uprostred riečnej nivy v podobe topografickej elevácie (obtočníka). Litologicky sú tvorené masívnymi andezitmi, lávovými prúdmi, vulkanickými brekciami, tuftmi,

tuftmi až epiklastickými pieskovecami. Povrchové výskyty neovulkanitov a epiklastických pieskovecov budujú elevácie Kozmálovských vrškov a časti Ipelskej pahorkatiny. Odkryvy piesčitých sedimentov s vulkanickou prímесou uložených v delťovom prostredí sarmatského veku lemujú východný okraj Hronskej nivy. V podloží kvartérnych sedimentov v strednej časti Hronskej nivy a Hronskej tabule (Rez H2, Obr. 4) sa vyskytujú v panve uložené piesčito-ílovité sedimenty vrábeľského súvrstvia.

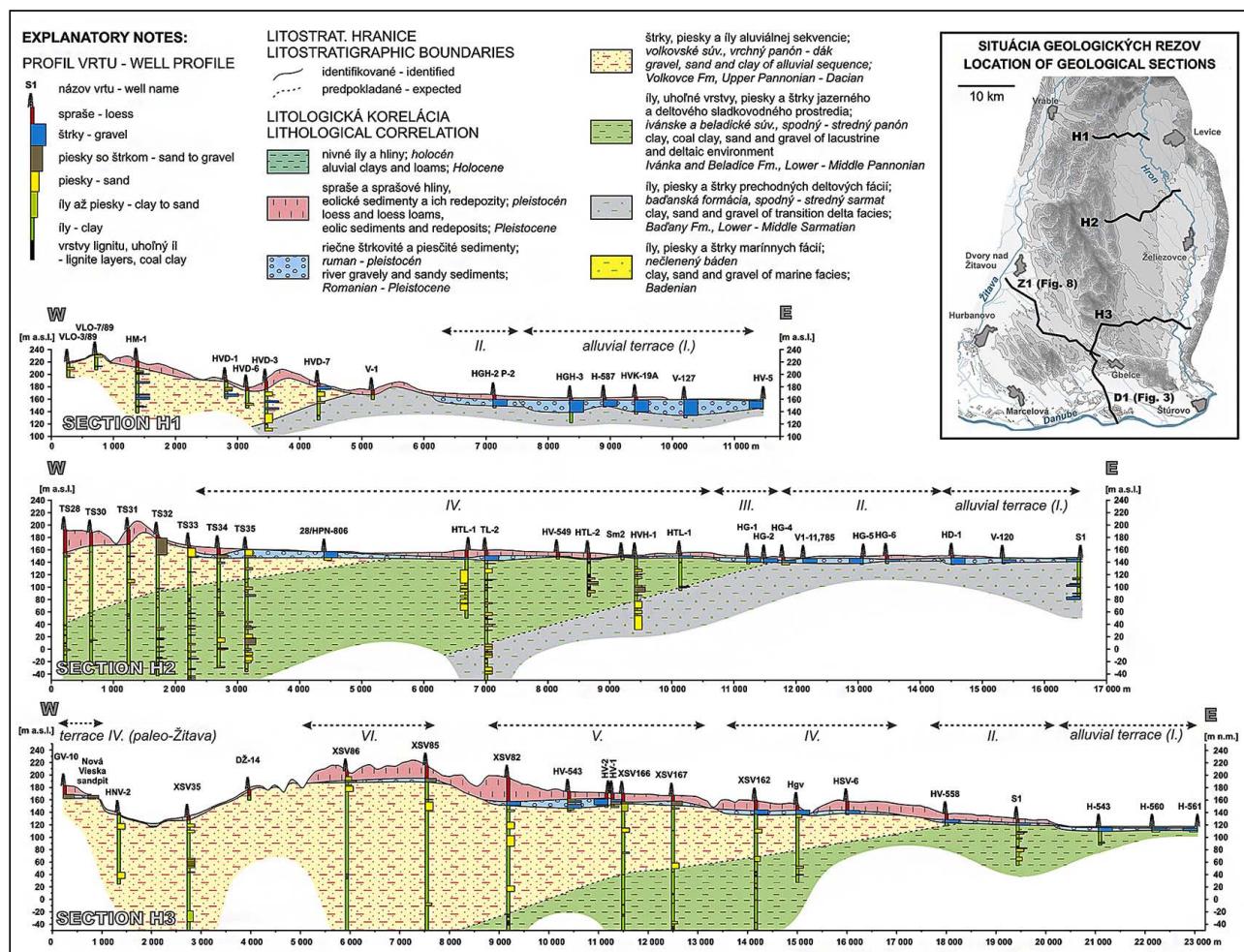
**Sedimenty ivanského a beladického súvrstvia (spodný-stredný panón;** Kováč et al., 2011) v skúmanej oblasti vystupujú na povrch v niekoľkých nevelkých odkryvoch západne od Mochoviec. V podloží kvartérnych riečnych terás sa vyskytujú v geologických rezo, pričom hrúbka súvrství narastá smerom na juh (Rezy H2–3, Obr. 4). Tvorené sú sedimentami širšieho spektra facií od jazerných, lagunárnych, až po delťové a pobrežné s výskytom uhoľných slojov. Usadeniny ivanského súvrstvia, indikované výskytom *Melanopsis martiniana* Fér. (Jakubec et al., 1960), nasadajú priamo na sedimenty bádenu v južnej časti skúmaného územia v Čenkovskej nive – Rez D1 (Obr. 3). V západnej časti skúmaného územia, medzi Marcelovou a Hurbanovom, v podloží kvartérnych sedimentov vystupuje vyššia časť vrstevného sledu – beladické súvrstvie, indikované výskytom lastúrníček *Candona mutans* Pok., oogónií charácei a operkúl gastropódov *Bulimus* sp. (Lunga, 1963, 1964). V severnej časti Hronskej tabule uvedené delťové sedimenty a sedimenty

pobrežia Panónskeho jazera chýbajú (Rez H1, Obr. 4). **Volkovské súvrstvie**, tvorené štrkami, pieskami, siltom a ílmi veku vrchný panón až pliocén (Kováč et al., 2011) je uložené priamo nad sarmatskými usadeninami v severnej časti Hronskej pahorkatiny, Rez H1 (Obr. 4). Pozícia je dokumentovaná vrtmi aj na odkryvoch pri Veľkom Ďure (Nagy et al., 1998). V ostatnej časti územia nasadá na jazerné a deltové sekvencie panónu. Volkovské súvrstvie tvorí podklad

kvartérnych sedimentov na väčšine plochy skúmaného územia. Vzhľadom na prostredie sedimentácie súvrstvia v aluviálnej rovine s rôznou intenzitou subsidencie a rôznou laterálnou migráciou toku vo východnej časti Dunajskej panvy (Šujan et al., 2014) je litologicky pomerne heterogénne, so štrkopieskami výplne kanálov cez piesčité fácie až po íly. Sedimenty súvrstvia sú odkryté zväčša v umelých odkryvoch pieskovní, čo skresluje pohľad na litologickú náplň súvrstvia. Podiel štrkovej, piesčitej



Obr. 3. Priechny geologický rez riečnymi akumulácnymi terasami systému paleo-Dunaja. Vysvetlivky na Obr. 4., situácia rezu na Obr. 4 alebo Obr. 7. Fig. 3. Transversal geological section cross accumulation terraces of paleo-Žitava river system. For explanations see Fig. 4., location of the section on Fig. 4 or Fig. 7, respectively.



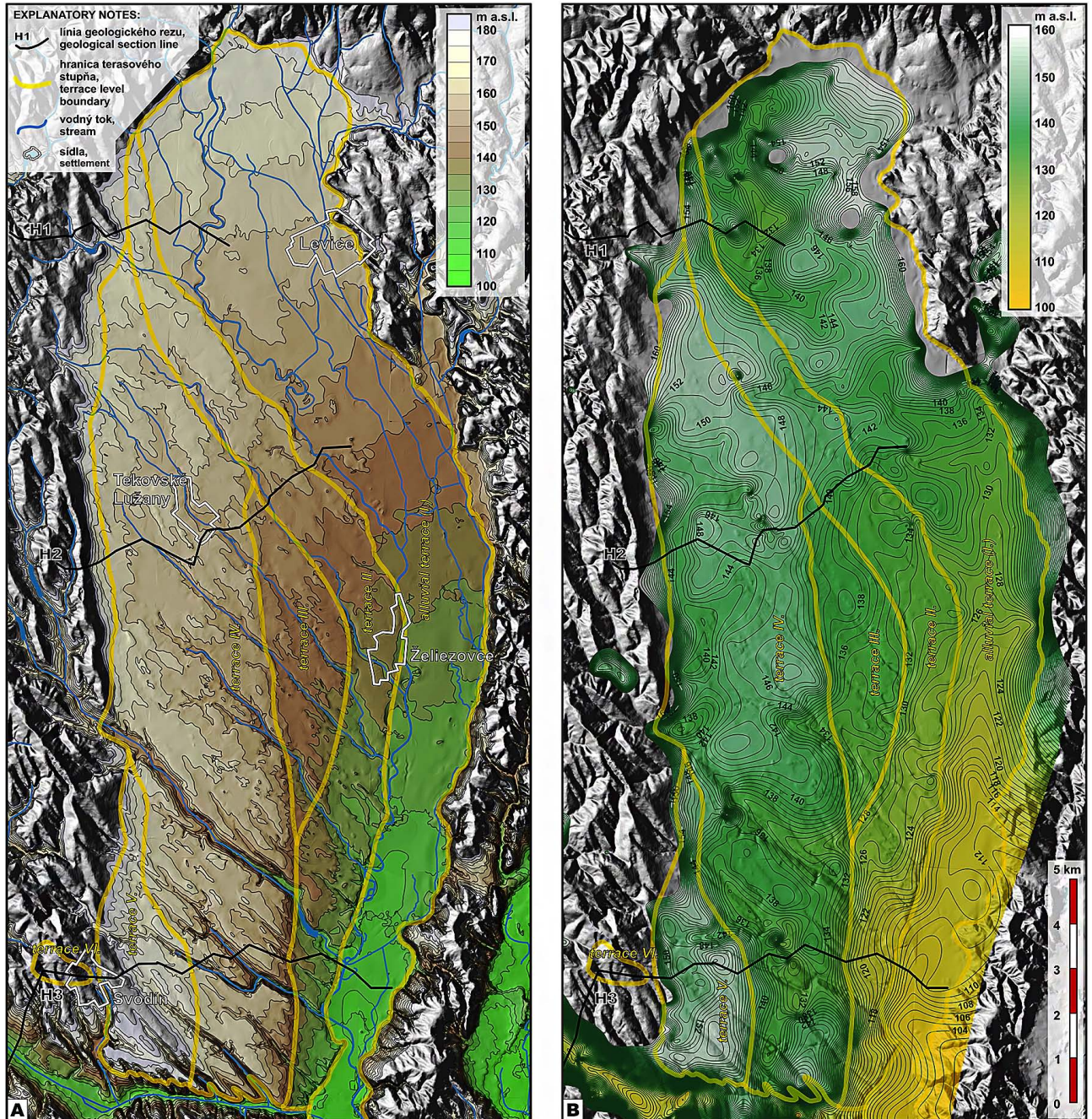
Obr. 4. Priechne geologické rezy riečnymi akumulácnymi terasami systému paleo-Hrona. Fig. 4. Transversal geological sections cross accumulation terraces of paleo-Hron river system.

a ílovitej frakcie sedimentov v súvrství je znázornený v konštruovaných geologických rezoch. Hrubozrnnejšie proximálne fácie prevládajú na severe, smerom na juh ich podiel klesá a íly sa tu striedajú len s jemnozrnnými pieskami. Charakter prostredia sedimentácie usadenín volkovského súvrstvia spôsobil nedostatok výskytu biostratigraficky významných fosílií, sporadické nálezy sa obmedzujú na sladkovodné ostrakódy (Brestenská, 1960, 1966), operkulá druhu *Bithynia tentaculata*, prípadne jazerno-riečne lastúrniki čelade Unionidae, nachádzané v ílovitých vrstvách (Šujan et al., 2013<sup>a</sup>).

## 5. GEOLOGICKÁ STAVBA KVARTÉRNÝCH SEDIMENTOV

### 5.1. Charakter hranice sedimentov riečnych terás a predkvartérnych akumulácií

Materiál pleistocénnych riečnych terás je prevažne štrkovitý, prípadne hrubopiesčitý, čo je predpokladom pre litologický kontrast voči podložným sedimentom uloženým prevažne v menej dynamickom prostredí. Na väčšine skúmaného územia je podložie



Obr. 5. Podrobná mapa oblasti terasového systému paleo-Hrona. A – topografia územia (DMR); B – mapa úrovne bázy riečnych akumuláčnych terás (interpolovaný povrch).

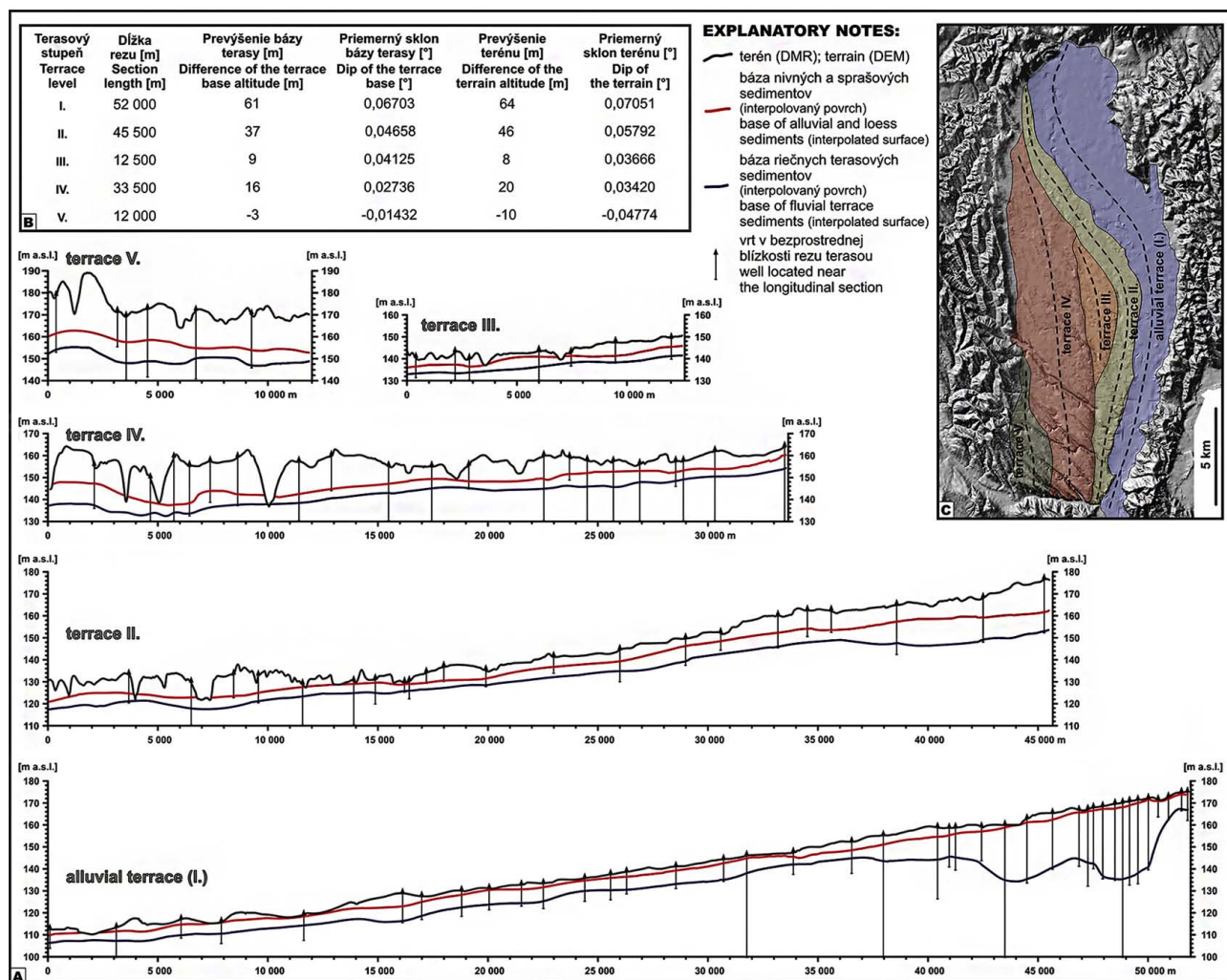
Fig. 5. Detailed map of the paleo-Hron terrace system. A) topography of the area (DEM); B) base level map of accumulation terraces (interpolated surface).

terasových sedimentov tvorené ílmi, prípadne jemnozrnnými pieskami stredno až vrchnomiocénneho veku. V severnej časti Hronskej pahorkatiny, môžu byť však vzhľadom na nedostatok fosílií štrky riečnych terás zamenené so štrkovými vrstvami volkovského súvrstvia. Na rozdiel od hruboklastických laterálne nestálych telies volkovského súvrstvia (výplne kanálov), riečne terasy tvoria telesá plošne rozsiahle, dosahujúce menšie hrúbky (zväčša do 10 m).

Vek depozície sedimentov najstarších riečnych terás v staršom pleistocéne je doložený fosílnymi nálezmi cicavcov v južnej časti Hronskej pahorkatiny na lokalite Nová Vieska – pieskovňa (Vlačíky et al., 2008, 2013). V uvedenej časti skúmaného územia je možné prostredie depozície odlišiť taktiež na základe inventáru primárnych štruktúr, dokumentovaného na odkryvoch. Pozícia uvedených sedimentov v rámci terasových systémov (III. a IV. stupeň terás paleo-Žitavy) takto umožňuje extrapolovať vekovú informáciu v priestore na viaceré telesá terasových akumulácií riek paleo-Hron, paleo-Žitava a paleo-Dunaj.

### 5. 2. Terasový systém paleo-Hrona

Plošne rozsiahle akumulčné terasy paleo-Hrona lemujú pravobrežie súčasnej rieky v severo-južnom smere a ustupujú (stupňovite klesajú) smerom na východ. Systém pozostáva zo šiestich stupňov, ktoré bolo možné odlišiť a ohraničiť na základe úrovne bázy podložja terás a morfológie terénu (Obr. 5a,b). Prevýšenia medzi jednotlivými stupňami plynulo rastú zo severu na juh, čo dokumentujú priečne geologické rezy H1–H3 (Obr. 4) a taktiež pozdĺžne rezy terasami (Obr. 6). Z pozdĺžnych rezov terasami je zjavné, že uhly sklonu bázy terás, povrchu terasových sedimentov a terénu klesajú od nivnej terasy (v práci sa používa termín nivná terasa pre teleso fluvialných sedimentov tvoriace najmladší stupeň terasového systému – I. stupeň s výskytom recentného toku na povrchu) po najvyššiu terasu (Obr. 6b). Opísaná geometria telies spôsobuje, že v severnej časti Hronskej tabule sú terasy na výškovo podobnej úrovni a je obtiažne určiť ich hranice, zatiaľ čo v južnej časti dosahujú vzájomné prevýšenia minimálne 10 m.



Obr. 6. Pozdĺžne rezy riečnymi akumulčnými terasami systému paleo-Hrona. A) pozdĺžne rezy; B) parametre sklonu litologických rozhraní a terénu; C) situácia pozdĺžnych rezov.

Fig. 6. Longitudinal sections cross accumulation terraces of paleo-Hron river system. A) longitudinal sections; B) dip parameters of lithological boundaries and terrain; C) location of longitudinal sections.

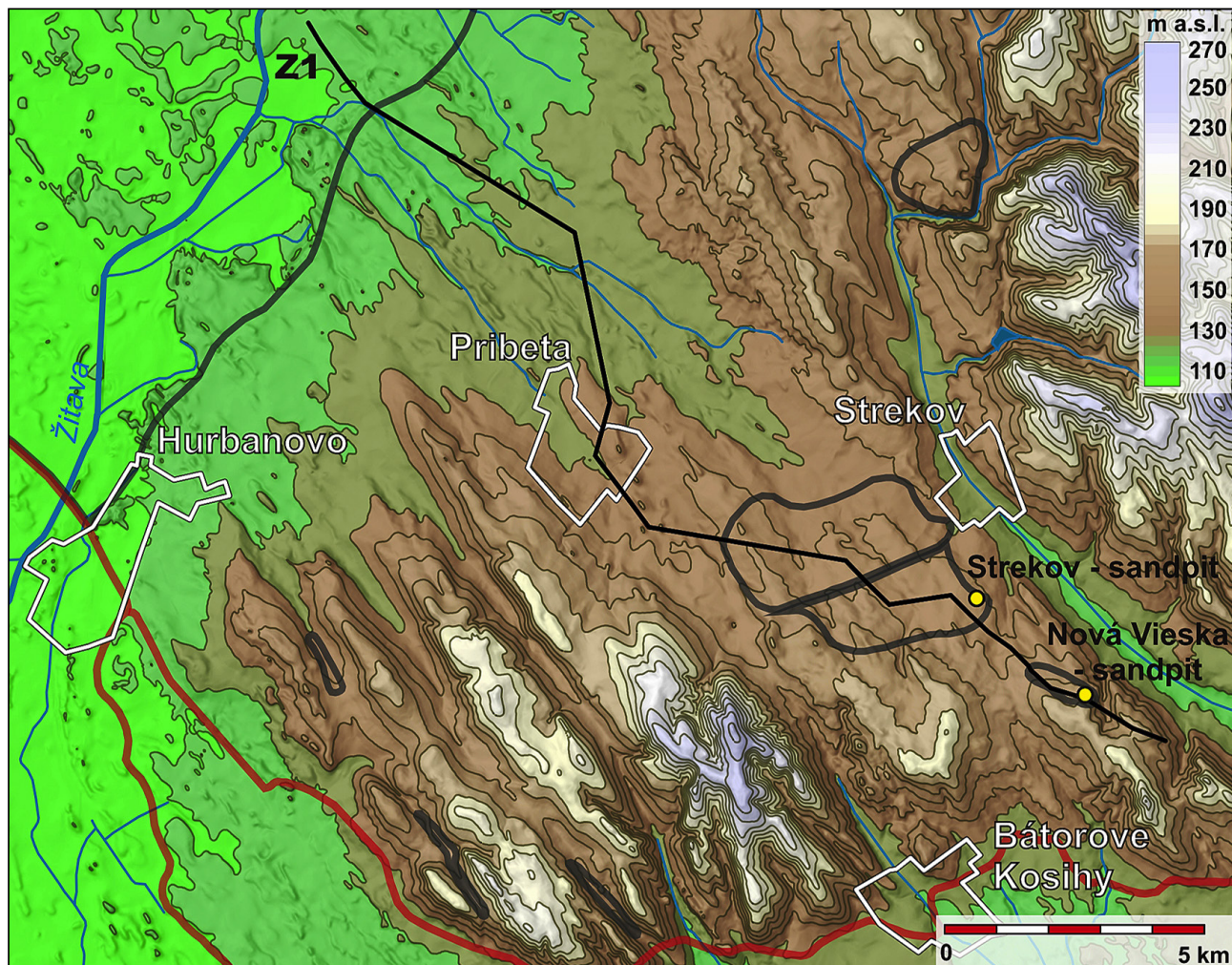
Priemerná hrúbka terás sa pohybuje v rozmedzí 4–6 m, miestami dosahuje 10 m. Výskyt terás je z juhu ostro ohraničený eleváciou Belianskych kopcov. Celkové prevýšenie medzi bázami prvej a šiestej terasy v južnej časti Hronskej pahorkatiny dosahuje 80 m. Najvyššia terasa (VI. stupeň), na rozdiel od nižších, tvorí nevelké izolované teleso s bázou na úrovni približne 190 m n. m. Báza I. terasy dosahuje v porovnateľnej časti systému úroveň približne 110 m n. m. (Rez H3, Obr. 4).

Priebeh bázy terás (Obr. 5b) je okrem severnej časti I. stupňa (nivnej terasy) vyrovnaný, významné lineárne gradienty tvoria len hranice terás. Indície vertikálnych posunov rozhrania neboli pozorované. Interpolovaný povrch predkvartérneho podložja obsahuje lineárne depresie orientované prednostne v smere severozápad-juhovýchod (hlavne v južnej časti Hronskej tabule). Depresie sú pravdepodobne výsledkom zarezania sa bočných prítokov paleo-Hrona. Niekoľko identifikovaných koncentrických depresii je pravdepodobne súčasťou uvedených lineárnych údolí, boli však overené len jednotlivými vrtmi a tak v interpolovanom modeli nebol ich celkový priebeh a tvar zobrazený.

Na topografickej mape Hronskej tabule (Obr. 5a) vidieť, podobne ako na mape úrovne podložja kvartérnych sedimentov, zvyrazňujúce sa hranice terás smerom zo severu na juh. Zjavná je prednostná orientácia pravostranných prítokov Hrona v smere severozápad-juhovýchod. Zo severu na juh rastie intenzita zarezania sa prítokov a doliny sú výraznejšie (dokumentujú aj pozdĺžne rezy, Obr. 6). Šírka recentnej nivy Hrona sa zo severu na juh plynule znižuje.

Na ľavej strane toku Hrona v oblasti Ipeľskej pahorkatiny boli opísané Halouzkom in Nagy et al. (1999) telesá akumuláčnych terás minimálnych rozmerov, pričom o existencii niektorých je možné vzhľadom na sporadické údaje z vrtov pochybovať. Terasový systém paleo-Hrona je teda výrazne asymetrický.

**Kozmálovská depresia** (v zmysle Halouzka in Nagy et al. 1998) sa nachádza v severnej časti oblasti Hronskej nivy (severná časť najnižšieho – I. terasového stupňa). Pozostáva zo severnej časti s osou v smere SV–JZ nachádzajúcou sa juhovýchodne od Kozmálovských vrškov, a južnou časťou s nejasnou geometriou (zачytená len tromi vrtmi) medzi Novým Tekovom



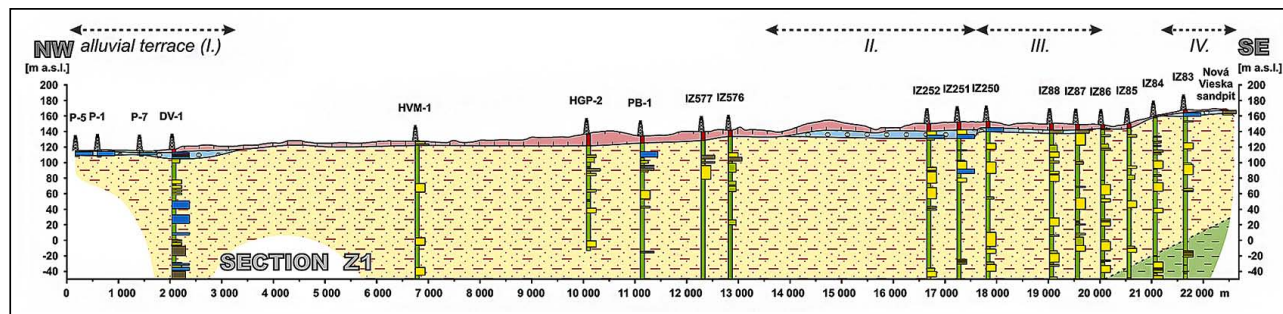
Obr. 7. Podrobná topografická mapa oblasti terasového systému paleo-Žitavy s výskytom odkryvov spomínaných v texte.

Vysvetlivky na Obr. 1. respektíve Obr. 5.

Fig. 7. Detailed topographic map of the paleo-Žitava terrace system area with location of outcrops mentioned in the text.

For explanations see Fig. 1. or 5, respectively.





Obr. 8. Priechny geologický rez riečnymi akumulacnými terasami systému paleo-Žitavy.

Vysvetlivky na Obr. 4. Situácia geologického rezu na Obr. 4 alebo Obr. 7.

Fig. 8. Transversal geological section cross accumulation terraces of paleo-Žitava river system.

For explanations see Fig. 4. For location of geological section see Fig. 4. or Fig. 7, respectively.

a Kalnou nad Hronom. Uvedená oblasť tvorí výraznú depresiu oproti okolitému povrchu predkvartérnych komplexov (prevýšenie cez 20 m) a je pravdepodobne tektonicky predisponovaná. Hrúbka piesčito-štrkovej výplne depresie dosahuje do 35 m.

Petrografické zloženie obliakového materiálu je medzi terasami bez výraznejších zmien (Halouzka in Nagy et al., 1998), podľa Minaříkovej (1967) pozostáva z kremencov a kremeňa (35 %) kremenných pieskocov (30 %), vulkanitov (20 %), metamorfítov (11 %), granitoidov (3 %) a výnimočne silicítov (1 %). Podľa Halouzku (in Nagy et al., 1998) sú výraznejšie litologické rozdiely v látkovej náplni terás viditeľné v obsahu rôznych typov vulkanitov, v mladších terasách sa na rozdiel od starších objavujú bazalty.

### 5. 3. Terasový systém paleo-Žitavy

Identifikácia znosovej oblasti nižšie opísaných riečnych sedimentov v doteraz publikovaných prácach (napr. Vaškovský et al., 1982; Harčár, 1997) nepostačovala na jednoznačné priradenie akumulácií k proveniencii paleotokov Žitavy alebo Nítry. Oba toky sú zvažované ako reálne aj vzhľadom na predpokladaný vývoj riečnej siete. Súčasťou prezentovanej práce nie sú údaje, ktoré by uvedený problém jednoznačne riešili, tento problém však nemá priamy vplyv na riešenie problematiky. Názov paleo-Žitava je pokladaný za vhodnejší a ponechaný z nevyhnutnosti nazvať charakterizovaný tok.

Fluviálne sedimenty paleo-Žitavy boli opísané v oddelených nevelkých telesách akumulacných terás. Hlavný výskyt je lokalizovaný v južnej časti Hronskej pahorkatiny medzi obcami Nová Vieska a Pribeta (Obr. 7) v oblasti Strekovských terás. Oddelené terasy možno na základe úrovne bázy zaradiť do štyroch stupňov (vrátane nivnej terasy), ktoré ustupujú smerom na severozápad (Obr. 8). Celkové prevýšenie medzi bázou najvyššej a najnižšej terasy dosahuje 52 m. Druhá skupina izolovaných fluviaálnych akumulácií pravdepodobne toho istého pôvodu tvorí výplň dolín v oblasti geomorfologickej jednotky Chrbát (Obr. 1B). Štrkopiesky dosahujúce hrúbky prvých metrov sú tu pokryté nánosmi splachov a delúvií hrubých do 10 m, čo mohlo byť príčinou, že prítomnosť kvartérnych fluviaálnych štrkov v uvedených dolinách nie je uvádzaná v predošlých prácach. Príslušnosť k podložnému volkovskému súvrstviu nie je pravdepodobná, vzhľadom na lineárny tvar telies uložených v dolinách. Charakter sedimentu

poukazuje na depozíciu mohutnejším tokom, ako sú dnešné potoky vyskytujúce sa v oblasti Chrbátu.

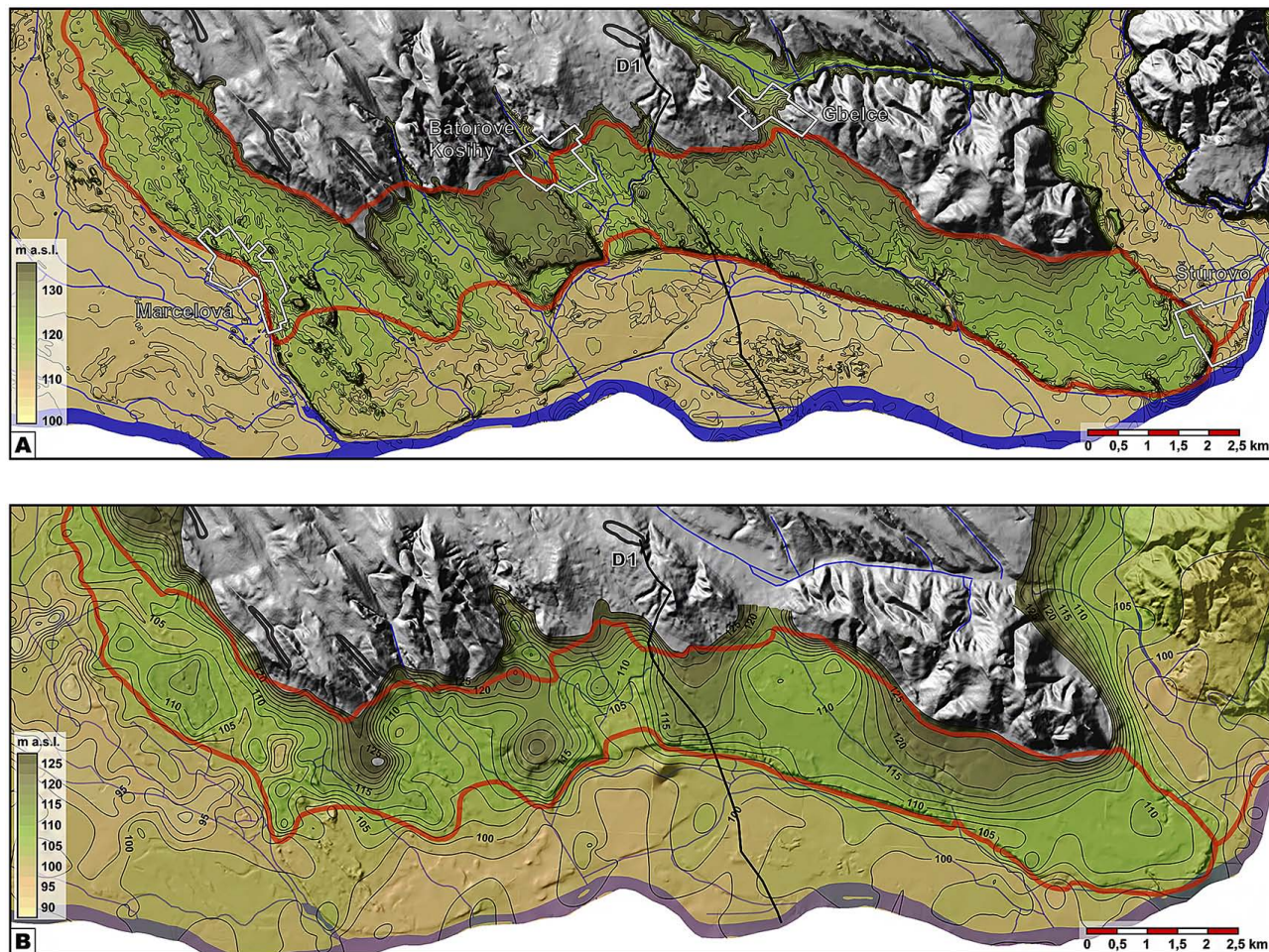
V morfológii terénu sa terasové stupne Žitavského systému prejavujú minimálne, tvary sú zahladené pokryvom spraší, sprasových splachov a delúvií. Výraznejším morfológickým stupňom je hranica Hurbanovských terás a Podunajskej roviny. Nivná terasa však podľa korelácie vrtných profilov zasahuje aj do geomorfologickej jednotky Hurbanovských terás, kde je pokrytá eolicko-deluviálnymi sedimentami hrúbky do 8 m. Terénny stupeň je teda vytvorený dosahom erózie holocénnej inundácie.

Najvyššia IV. terasa je odkrytá v pieskovni pri Novej Vieske. Sedimenty III. stupňa vystupujú v pieskovni pri obci Strekov. Sediment pozostáva zo slabo opracovaného, zväčša hrubozrnného piesku a drobnozrnného štrku, s časťami ílovými závalkami a hrubozrnným štrkom na báze vrstiev. Sediment je prevažne korytovo a planárne šikmo zvrstvený, vyskytujú sa čerinové šikmé zvrstvenia. Vrstvy sú miestami porušené štruktúrami po úniku vody a mrazovými klinmi. Podľa Minaříkovej (1967) petrografické zloženie obliakov žitavských terás je prevažne z kremencov a kremeňa (83 %), ďalej z pieskocov (10 %), vulkanitov (5 %) a silicítov (2 %).

### 5. 4. Terasový systém paleo-Dunaja

Akumulácie pleistocénnych riečnych sedimentov paleo-Dunaja lemujú južný okraj Hronskej pahorkatiny v oblasti Búčských terás, časti Hurbanovských terás a Čenkovej nivy (Obr. 9). Pozostávajú z dvoch širokých stupňov vrátane nivnej terasy. Hranica medzi terasami je výrazným gradientom v priebehu povrchu predkvartérneho podložja, v morfológii terénu sa miestami stráca. Špecifická je geologická stavba v oblasti medzi obcami Búč, Radvaň nad Dunajom a Marcelová, ktorá síce patrí k najnižšej (nivnej) terase, ale tvorí topografickú eleváciu. Povrch terasových štrkov je tu nad úrovňou dnešného povrchu nivy a je pokrytý jemnozrnnými náplavmi hrúbky prvých metrov. Dunaj v holocénnej nive teda erodoval vlastné akumulácie najnižšieho stupňa a recentná inundačná oblasť sa nachádza podstatne nižšie v porovnaní s povrchom terasy.

Báza vrchnej terasy je zjavne segmentovaná líniami v smere približne severozápad-juhovýchod a vytvára kryhovú stavbu. Prevýšenia medzi relatívne poklesnutými a vyzdvihnutými



Obr. 9. Podrobná mapa oblasti terasového systému paleo-Dunaja. A) topografia územia (DMR); B) mapa úrovne bázy riečnych akumuláčnych terás (interpolovaný povrch).

Fig. 9. Detailed map of the paleo-Danube terrace system. A) topography of the area (DEM); B) base level map of accumulation terraces (interpolated surface).

kryhami dosahujú 10 až 15 m. Priebeh bázy je kopírovaný povrchom terénu v oblasti terasy, ktorý je taktiež segmentovaný, s prevýšeniami do 10 m. Línie segmentujúce terasu nadväzujú na údolia zhodnej orientácie vytvorené v elevácii Chrbátu. V blízkosti svahov Chrbátu a Belianskych kopcov rastú hrúbky hlinitých splachov, ktoré miestami zahladzujú kryhovú stavbu v topografii. Segmentácia sa v oblasti nivnej terasy prejavuje minimálne a miestami sa stráca. Západne od zobrazenej oblasti sa nachádza okraj gabčíkovej depresie s výrazne zvýšenými hrúbkami dunajských náplavov a superpozičným vývojom sedimentov.

Petrografické zloženie štrkov v dunajských terasách je podľa Minaříkovej (1967) z kremencov a kremeňa (75 %), pieskocov (10 %), silicítov (5 %), metamorfítov (4 %), vápencov a dolomitov (3 %) a granitoidov (3 %). Obsah karbonátov je pri vstupe rieky do Dunajskej panvy podstatne vyšší, v závislosti od dĺžky transportu sa podľa autorky stráca. Podstatná zložka materiálu štrkov pravdepodobne patrí k petrografickým typom z vážskej znosovej oblasti (Minaříková, 1967), prednostná orientácia staro- a strednopleistocénneho paleo-Váhu však smerovala ku centrálnej depresii Dunajskej panvy (Horniš, 1993).

### 5. 5. Pokryv spraší, sprašových hĺn a nivné sedimenty

Väčšinu skúmaného územia s výnimkou recentných inundačných oblastí v nivách riek pokrývajú spraše a redepozity spraší. V mätko modelovanom reliéfe sprašami pokrytých riečnych akumuláčnych terás sa často strácajú stupne ich rozhraní. Najväčšie hrúbky dosahujú spraše v južnej časti Hronskej tabule (do 40 m; Harčár & Schmidt, 1985) a v južnej časti Bešianskej pahorkatiny. Pomerne malé hrúbky spraší a sprašových hĺn (do 5 m, priemerne 1–2 m) sú lokalizované v oblasti elevácie Chrbátu, v dôsledku čoho sú na viacerých miestach odkryté sedimenty volkovského súvrstvia. Výraznejšie hrúbky hlavne redepozitov spraší a splachov sa nachádzajú severne od Chrbátu v oblasti Hurbanovských terás. V geologických rezoch boli v rámci spraší a sprašových hĺn korelované aj deluviálne a proluviálne sedimenty Hronskej pahorkatiny. Akumulácie nivných jemnozrnných sedimentov nevytvárajú významnejšie hrúbky v skúmanom území, čo poukazuje na eróznivo-akumuláčnu rovnováhu v najmladšom období vývoja. Hrúbky aluviálnych sedimentov zväčša nepresahujú 2–3 m.

## 6. INTERPRETÁCIA GEOLOGICKÉHO A TEKTONICKÉHO VÝVOJA OBLASTI POČAS PLEISTOCÉNU

Formovanie riečnych terás je dôsledkom cyklického opakovania agradácie usadenín a zarezania sa rieky v depozičnom systéme. Faktormi ovplyvňujúcimi pohyb eróznej bázy pri uvedených cykloch sú klimatické zmeny (predurčujú hydrologiu a prietokový režim toku) a vertikálne tektonické pohyby (Bridgland, 2000; Bridgland & Westaway, 2008). Reakcia aktivity rieky na klímu sa môže výrazne líšiť vzhľadom na klimatické pásmo (Bridgland & Westaway, 2008). Formovanie terás nemusí mať priamu nadväznosť na cykly glaciál-interglaciál a akumulácie riečnych terás sa môžu tvoriť v rôznych častiach klimatického cyklu (Vandenberghe, 2003). Uvedené bolo preukázané datovaním vzniku terasových stupňov v blízkosti skúmaného územia (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005<sup>b</sup>). Formovanie jedného terasového stupňa môže trvať niekoľko klimatických cyklov, na čo poukazuje Starkel (2011). Podľa práce Vandenberghe (2008) je riečny depozičný systém väčšinu času v erózne-akumulačnej rovnováhe, pričom zarezanie sa a následná akumulácia sedimentu terasy je náhla (*incision/aggradation*).

V prezentovanej práci nebolo použité klasické členenie riečnych terasových sedimentov v Západných Karpatoch podľa alpínskych stupňov biber až würm (napr. Vaškovský, 1977; Halouška in Nagy et al., 1998), s priradeným vekom vývoja terasových systémov v rámci cyklov glaciál-interglaciál. Dôvodom je nedostatočné datovanie veku jednotlivých stupňov, ktoré mohli byť vytvorené v rôznych etapách klimatického cyklu. Terasové stupne paleo-Žitavy, paleo-Hrona a paleo-Dunaja sú preto označené len číselne, podľa poradia od najstarších k najmladším a nie sú im priradené konkrétne veky/názvy alpínskych stupňov.

Vzhľadom na stredno-vrchnopleistocénne antecedentné zarezanie sa Dunaja vo Visegrádskej bráne do Maďarského stredohoria (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005<sup>b</sup>; Gábris & Nádor, 2007) možno predpokladať ako príčinu relatívneho pohybu eróznej bázy výzdvih skúmanej oblasti ako celku a inverziu panvy, keďže až na oblasť čiastkovej Kozmálovskej depresie nedochádzalo k akumulácii výraznejších hrúbok sedimentov. V prípade poklesu východnej časti Dunajskej panvy by bolo možné očakávať výraznú prevahu akumulácie sedimentov pred vstupom riek do oblasti zarezania sa do masívu Maďarského stredohoria, podobné anomálne vysoké hrúbky kvartérnych sedimentov však neboli dokumentované.

V skúmanom území možno využiť na stanovenie veku uloženia terasových akumulácií vzhľadom na absenciu údajov rádiometrického datovania len fosílné nálezy veľkých cicavcov v sedimentoch pieskovní pri Novej Vieske a Strekove. Na základe pomerne bohatej fauny opísanej na lokalite pri Novej Vieske (IV. stupeň terasového systému paleo-Žitavy) bol vek depozície určený na hranicu pliocén/pleistocén, resp. najstarší pleistocén (Vlačíky et al., 2008, 2013). Keďže takto datované sedimenty tvoria najvyšší stupeň terasového systému paleo-Žitavy, sú záznamom o rozdelení povodí dvoch riek – paleo-Žitavy a paleo-Hrona (1. etapa na schéme vývoja oblasti – Obr. 10A). Pred najstarším pleistocénom sa v skúmanom území nachádzala súvislá aluviálna rovina, tvoriaca pliocénny zarovnaný povrch – poriečnu roveň

(Mazúr, 1963) alebo podhorskú roveň, ktorá bola deštruovaná pleistocénnou inverziou panvy (Minár et al., 2011). Pozostatkom tejto aluviálnej roviny je prvý terasový stupeň paleo-Hrona (rez H3, Obr. 4).

Smer ústupu terasového systému paleo-Hronu sa zhoduje so smerom zatlačania rieky na východ. Rôzne sklonov terás sú dôsledkom asymetrického výzdvihu východnej časti Dunajskej panvy, s maximom v Maďarskom stredohorí (Obr. 6). Tok paleo-Hronu bol z východu limitovaný rigidným masívom vulkanických komplexov Ipelskej pahorkatiny a zo západu rozvodnicou v dvíhajúcej sa elevácii Hronskej pahorkatiny. Počas pleistocénu teda vytváral široké terasy orientované severo-južne napriek výzdvihu, ktorý bol intenzívnejší na juhu.

Paleo-Žitava bola riekou s podstatne menším povodím a prietokom, čo dokumentuje štruktúrny inventár a litológia sedimentov pozorované na odkryvoch v pieskovniach pri Novej Vieske a Strekove. Rieka bola na rozdiel od paleo-Hrona zatláčaná asymetrickým výzdvihom smerom na severozápad, pričom erodovala vlastné sedimenty. Zachované sú len pozostatky terasového systému a sedimenty v dolinách Chrbátu (Obr. 7), ktoré boli vyhlbené počas zatlačania rieky (etapy vývoja B–D, Obr. 10).

Toky paleo-Hrona a paleo-Žitavy pravdepodobne pretekali od začiatku asymetrického výzdvihu oblasti juhovýchodným smerom cez Maďarské stredohorie (etapy A–C, Obr. 10), kde eróziou vytvárali najvrchnejšie časti antecedentného údolia neskôr formovaného paleo-Dunajom (podobný vývoj predpokladajú Neppel in RCDC, 1999; Domokos & Neppel, 2010). Prípadné erózne pozostatky riečnych sedimentov v najvrchnejších častiach Maďarského stredohoria by teda mali patriť paleo-Hronu a jeho prítokom.

Pleistocénny presun toku paleo-Dunaja do Visegrádskej brány a jeho antecedencia bola spôsobená výzdvihom Maďarského stredohoria, podrobný priebeh tejto významnej zmeny v riečnej sieti však nie je známy (Gábris & Nádor, 2007). V dôsledku výzdvihu oblasti, kde paleo-Dunaj vstúpil do riečnej siete (etapy D–E, Obr. 10), tu prebiehala intenzívna erózia až na úroveň bádenských usadenín. Najstaršie terasy paleo-Dunaja vo Visegrádskej bráne vznikli pred cca 240 ka (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005<sup>b</sup>). Prítomnosť len dvoch terasových stupňov paleo-Dunaja v skúmanom území je výsledkom pretrvávajúcej erózivnej činnosti rieky a neskorej depozície počas mladšieho pleistocénu. Odlišný záznam je možné sledovať na severných svahoch Maďarského stredohoria, kde je predpokladaný výskyt šiestich nevelkých akumuláčnych stupňov (Gábris & Nádor, 2007).

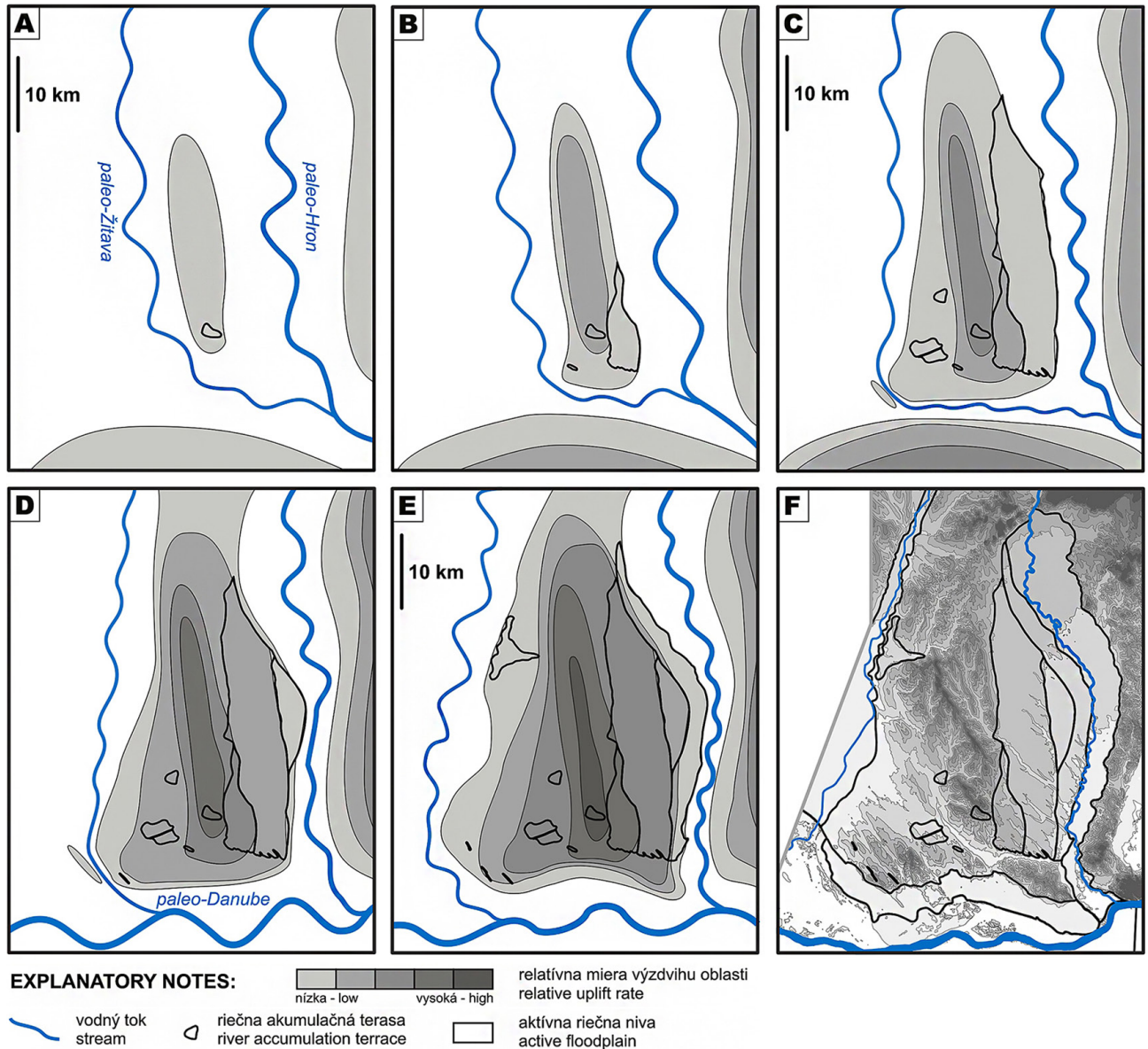
V oblasti skúmaných terás paleo-Dunaja boli počas/po depozícii terasových štrkov aktívne poklesové zlomy smeru SZ–JV, súvisiace s výzdvihom oblasti. Kryhovú stavbu obmedzenú uvedenými zlomami možno pozorovať aj v oblasti elevácie Chrbátu, ako bolo spomenuté v prácach Vaškovský et al. (1982) a Harčár (1983). Formovanie terasového stupňa paleo-Dunaja a charakter jeho zarezania sa do najmladšej terasovej akumulácie poukazuje na pozitívny vertikálny pohyb aj v mladšom pleistocéne/holocéne.

Tektonické porušenie terás paleo-Hrona napriek ich rozsiahlemu rozšíreniu nebolo zatiaľ dokumentované. Výnimkou je kozmálovská čiastková depresia, kde možno predpokladať pleistocénny pokles do 20 m a superpozičný vývoj sedimentov

súbežne s formovaním terás južne od depresie. Indície zlomov poskytujú doliny potokov na Hronskej tabuli, orientované prednostne v smere SZ–JV. Potenciálne vertikálne posuny na zlomoch (v prípade ich existencie) nedosahujú úrovne rozlišovacej schopnosti použitej metodiky. Hronská tabuľa je pravdepodobne zlomovo obmedzená voči Bešiánskej pahorkatine, pričom uvedené rozhranie tvorí významný terénny stupeň (Obr. 5a). Pohyb na zlome nepresiahol 40 m. Zlomové ohraničenie možno predpokladať zo severnej strany Belianskych kopcov, vzhľadom na použitú metodiku prítomnosť zlomu nemožno konštatovať.

Pleistocénna pohybová aktivita na zlomových štruktúrach bola podľa zistených informácií podstatne výraznejšia v južnej časti skúmaného územia.

Prevýšenie medzi najvyššou dokumentovanou terasou (VI. stupeň paleo-Hrona) a bázou dnešných nívnych terás je približne 80 m. Predpokladaný časový interval pohybu eróznej bázy/výzdvihu pahorkatiny, a teda formovania terasových systémov je približne 2,6 Ma. Intenzita výzdvihu na základe zistených faktov dosahovala priemerne  $0,03 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ , čo je v zhode s priemernými intenzitami výzdvihu pri formovaní



Obr. 10. Schéma predpokladaného vývoja riečnej siete v závislosti od vertikálnych pohybov v skúmanej oblasti: A) vznik dvoch oddelených povodí, zánik poriečnej rovne (cca 2,6 Ma); B) pokračujúci výzdvih elevácie Hronskej pahorkatiny a zatlačanie riek; C) pokračujúci výzdvih, uloženie sedimentov paleo-Žitavy v dolinách Chrbátu; D) vstup paleo-Dunaja do riečnej siete, výrazná laterálna erózia; E) akumulácia sedimentov paleo-Dunaja, pokračujúci výzdvih; F) recentný stav riečnej siete.

Fig. 10. Scheme of the expected river network development depending on the vertical tectonic movements in the investigated area: A) formation of two separated river basins, River level collapse (ca 2,6 Ma); B) continuous uplift of the Hron Upland elevation and shifting of the rivers; C) continuous uplift, accumulation of paleo-Žitava sediments in valleys of the Chrbát geomorphological unit; D) enter of the paleo-Danube to the river network, intense lateral erosion; E) accumulation of the paleo-Danube sediments, continuous uplift; F) recent state of the river network.

riečných terás počas pleistocénu stanovenými globálne pre stabilné kontinentálne oblasti ( $0,02-0,03 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ; Bridgland & Westaway, 2008).

Získanie nových údajov o veku kvartérnych sedimentov by v budúcnosti umožnilo korelovať vznik akumulčných terás s konkrétnymi klimatickými zmenami a charakterizovať podrobný vývoj pleistocénnej riečnej siete. Pre tento účel bude perspektívne využiť metódy datovania ožiarenia OSL a ESR (Walker, 2005), a taktiež metódy datovania pomocou kozmogénnych nuklidov (Dunai, 2010; Lebatard et al., 2010).

## 7. DISKUSIA

Keďže problematike vývoja riečnej siete a reliéfu ako aj geologickej stavbe riečných terás v skúmanej oblasti sa v minulosti venovali viaceré práce, je potrebné získané výsledky s už publikovanými informáciami porovnať a konfrontovať. Viacerí autori opisali odlišné a často vyššie počty terasových telies v jednotlivých terasových systémoch oproti prezentovaným výsledkom. Je potrebné pripustiť, že počty terás môžu byť vyššie. Na základe použitej metodiky korelácie vrtných profilov však nebolo možné viacero stupňov vyčleniť, pričom staršie práce pravdepodobne nemali rovnocenný súbor vstupných údajov. V terasovom systéme paleo-Žitavy sa môže vyskytovať viacero erozívnych pozostatkov terás, ktoré pre svoje menšie rozmery nemuseli byť analyzovanými vrtmi zachytené.

Hranica terás paleo-Žitavy a paleo-Dunaja v geomorfologickej jednotke Hurbanovské terasy je neurčitá a vyžadovala by podrobný petrografický výskum. Charakter hranice môže byť plynulý v dôsledku premenlivosti tokov a polohy ich sútoku počas depozície. Výskyt sedimentu uloženého paleo-Žitavou vo východnej časti Búčských terás, ako ich predpokladá Harčár (1983), je vysoko nepravdepodobný vzhľadom na erozívnu aktivitu paleo-Dunaja s jeho presunom do skúmanej oblasti. Výzdvih oblasti by zapríčinil v prípade zachovania žitavských terás v tejto časti skúmaného územia ich umiestnenie v podstatne vyššej morfolologickej pozícii.

V prácach Neppel in RCDC (1999), Gábris & Nádor (2007) a Domokos & Neppel (2010) sú študované zmeny v priebehu toku paleo-Dunaja počas pleistocénu. Autori predpokladajú výskyt paleotoku Dunaja juhovýchodne od študovaného územia počas staršieho pleistocénu, čo sa zhoduje so závermi prezentovanej práce. Schéma riečnej siete staršieho pleistocénu v uvedených prácach predpokladá prechod riek odvodňujúcich západnú časť Centrálnych Západných Karpát z Dunajskej panvy juhovýchodným smerom cez dnešné Maďarské stredohorie, čo súhlasí s formulovaným modelom vývoja. Priamo pre študovanú oblasť publikoval Harčár (1983) schému vývoja toku paleo-Žitavy. V jednotlivých štádiách uvedeného vývoja je predpokladané obmedzenie toku dnešnými tvarmi reliéfu, ktorý bol však v dobe presunu toku pravdepodobne podstatne menej výškovo diferencovaný. Autor uvádza pomerne náhly presun toku k západnému okraju geomorfologickej jednotky Chrbát v dôsledku výzdvihu kryhy Chrbátu a Strekovských terás. Tento presun/zatláčanie toku paleo-Žitavy bol však podľa získaných údajov vzhľadom na plynulý výzdvih a mierny reliéf iniciálne sa tvoriacej topografickej elevácie

pravdepodobne postupný a umožnil formovanie akumulácií paleo-Žitavy aj v údoliach Chrbátu.

Taktiež charakter výzdvihu a inverzie okrajov Dunajskej panvy bol predmetom viacerých prác. Dlabač (1960) a Maglay et al. (1999) opisujú symetrický charakter výzdvihu elevácie Hronskej pahorkatiny, čo je však záver vychádzajúci predovšetkým z morfológie terénu. Podrobným štúdiom priebehu riečných terás bol preukázaný asymetrický výzdvih s osou rotácie v smere západ-východ, pre dokumentáciu ktorého v spomínaných prácach pravdepodobne chýbalo potrebné množstvo vstupných údajov. Významný rozdiel v prezentovanom modeli oproti predošlým prácam (napr. Harčár, 1983) je výzdvih oblasti *en bloc* bez výraznejšej kryhovej stavby a diferenciálnych pohybov, keďže prítomnosť zlomov porušujúcich terasové akumulácie okrem južnej časti študovaného územia nebola dokumentovaná.

## 8. ZÁVER

1. Koreláciou vrtných profilov boli vo východnej časti Podunajskej nížiny potvrdené tri systémy akumulčných terás riek paleo-Žitavy, paleo-Hrona a paleo-Dunaja, líšiacich sa geometriou, usporiadaním terasových stupňov a petrografickým zložením sedimentov.
2. Terasový systém paleo-Hrona tiahnucci sa v S–J smere je tvorený 6 terasami ustupujúcimi (stupňovite poklesávajúcimi) na východ, terasový systém paleo-Žitavy zastupujú 4 stupne terás ustupujúcich smerom na severozápad a systém paleo-Dunaja reprezentujú 2 terasy V–Z smeru.
3. Na základe distribúcie akumulčných riečných terás v priestore bol vytvorený model pleistocénneho vývoja riečnej siete. Začiatok formovania terasových systémov bol približne na rozhraní pliocén/pleistocén, priemerná rýchlosť výzdvihu dosahovala  $0,03 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ . Rieky boli zatláčané v dôsledku asymetrického výzdvihu oblasti s maximom v priestore Maďarského stredohoria. Asymetria vertikálneho pohybu je dokumentovaná dnešnou geometriou terás, maximálny výzdvih Hronskej pahorkatiny vzhľadom na bázy terás dosiahol 80 m.
4. Tektonická aktivita v dobe usadzovania kvartérnych sedimentov bola mierna. Možno konštatovať, že v severnej časti skúmaného územia nebolo dokumentované zlomové porušenie, okrem kozmálovskej čiastkovej depresie (SV–JZ orientované zlomy). V južnej časti územia boli interpretáciou morfológie bázy terás a terénu identifikované gradienty, pokladané za zlomy SZ–JV smeru, s poklesmi 10–15 m aktívnymi pravdepodobne počas mladšieho pleistocénu.

**Podakovanie:** Práca bola finančne podporená projektmi APVV-0099-11 a APVV-0625-11 v spolupráci so spoločnosťou EQUIS, spol. s r. o. Za poskytnuté archívne údaje patrí vďaka spoločnosti Nafta a. s. Za revíziu textu, ktorá výrazne zvýšila jeho kvalitu, ďakujem Prof. Michalovi Kováčovi, DrSc. a RNDr. Martinovi Šujanovi. Za spoluprácu pri terénnom výskume patrí vďaka Doc. RNDr. Jozefovi Hókovi, CSc. Za prehodnotenie archívnych paleontologických údajov ďakujem Doc. RNDr. Natálii Hudáčkovej, PhD. Pri terénnych obhlídkach bola poskytnutá cenná pomoc zo strany plk. Jozefa Medveda.

Rady pri použití interpolácie poskytli Mgr. Juraj Holec a Mgr. Libor Burian. Osobitne ďakujem recenzentom Doc. RNDr. Milošovi Stankovianskemu, CSc. a RNDr. Alexandrovi Nagyovi, CSc., za cenné pripomienky a podnetnú diskusiu k riešenej problematike.

## Literatúra

- Andrusov D. & Schaleková A., 1954: Správa o geologickom výskume oblasti medzi Štúrovom a Komárnom s ohľadom na vodné dielo Dunaj III. ŠGÚDŠ, Bratislava. Manuskript, Geofond – 1 412.
- Baráth I. & Kováč M., 1995: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. *Mineralia Slovaca*, 27, 4, 236–242.
- Bátory V. & Potyš Z., 1967: Údolie Žitavy – pozorovacie vrty, orientačný HGP. IGHP, Bratislava. Manuskript, Geofond – 18 662.
- Brestenská E., 1960: Správa o mikrobiostratigrafickom vyhodnotení mapových vrstov na liste Gbelce. ŠGÚDŠ, Bratislava. Manuskript, Geofond – 8 046.
- Brestenská E., 1966: Mikropaleontologický výskum mladšieho pliocénu v južnej časti Podunajskej nížiny, dielčia správa za rok 1965. Názov úlohy v perspektívnom pláne: Výskum tektoniky južnej časti Podunajskej nížiny s ohľadom na výstavbu vodného diela Dunaj. ŠGÚDŠ, Bratislava. Manuskript, Geofond – 16 173.
- Bridgland D., 2000: River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19, 13, 1293–1303.
- Bridgland D. & Westaway R., 2008: Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98, 3–4, 285–315.
- Brodňan M., 1960: Štúrovo – Podunajská nížina – surovina: hnedé uhlie, PP, záverečná správa o prevedenom prieskume s výpočtom zásob, stav k 1. 7. 1960. Praha: Ústredný geologický úrad. Manuskript, Geofond – 11 347.
- Brodňan M. & Samčík M., 1960: Štúrovo – Podunajská nížina – hnedé uhlie, etapa: vyhľadávací a predbežný prieskum, doplnok k záverečnej správe k 1. 7. 1960. Turčianske Teplice: Geologický prieskum. Manuskript, Geofond – 11 348.
- Čepek J., 1938: Tektonika komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čl. Dunaje. *Sborník Ústředního Úradu Geologického*, 12, 33–64.
- Dlabač M., 1960: Poznámky ke vzťahu medzi tvarem povrchu a geologickou stavbou Podunajské nížiny. *Geologické Práce*, 59, 69–100.
- Domokos M. & Neppel Fr., 2010: Paleogeography of the Danube and its catchment. In: Brilly M. (Eds.): *Hydrological processes of the Danube River Catchment: Perspectives from the Danubian Countries*. Springer, New York, 79–124.
- Dunai T.J., 2010: *Cosmogenic Nuclides. Principles, concepts and applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, 187 p.
- Gábris G. & Nádor A., 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 26, 22–24, 2758–2782.
- Goodchild M.F., 1986: *Spatial Autocorrelation*. CATMOG 47. University of Western Ontario, Canada, 56 p.
- Halouzka R. & Minaříková D., 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the river Danube in the Vienna and Komárno Basin. *Sborník geologických věd, Antropozoikum (Praha)*, 11, 7–55.
- Harčár J., 1967: Geologický výskum kvartéru Hronskej pahorkatiny a údolia Žitavy. Dielčia záverečná správa za roky 1960–1967. ŠGÚDŠ, Bratislava, Manuskript, Geofond – 19 501.
- Harčár J., 1971: Správa v okolí Svodína na Hronskej pahorkatine. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 16, 3, 263–274.
- Harčár J., 1975: Podiel tektoniky na kvartérno-geologickom a morfológickom vývoji Pohronskej pahorkatiny a doliny Žitavy. *Geografický časopis*, 27, 1, 25–29.
- Harčár J., 1981: Stručná charakteristika terás Žitavy v Podunajskej nížine. *Geografický časopis*, 33, 1, 72–90.
- Harčár J., 1983: Tectonic influences on paleohydrography of the Žitava river in the Podunajská nížina (Danube Lowland). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 16, 15–25.
- Harčár J., 1997: Zmeny reliéfu a hydrografie v dolnom povodí Žitavy v kvartéri. *Geographia Slovaca*, 12, 45–49.
- Harčár J. & Schmidt Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. *Geologické práce, Zprávy*, 34, 143–151.
- Harčár J. & Schmidt Z., 1985: Geológia spráši Hronskej pahorkatiny. *Západné Karpaty, séria Geológia*, 10, 109–172.
- Horusitzky H., 1900: Die agrogeologische Verhältnisse der Gemeiden Köböl-kút, Bátorkesz und Duna Mócs im Comitate Esztergom. Jahresbericht der kgl. ung geo. Anstalt für 1889, Budapest.
- Hromec J., 1961: Záverečná správa o štruktúrnom prieskume v oblasti Šurany – Pozba za rok 1960. Malacky: Československé naftové doly. Manuskript, Geofond – 8 082.
- Ispaits F., 1943: Terraszmorfológiai megfigyelések a Garam mentén Zsarnócatól a torkolatig. *Földrajzi Közlemények* 71, Budapest.
- Jakubec L., Mach C. & Porubský A., 1960: Zpráva č. 571-240-1960 o inžiniersko-geologickom a hydrogeologickom prieskume pre vodné dielo Nagymaross vykonanom od 1.11.1958 do 30.9.1959. Žilina: Geologický prieskum. Manuskript, Geofond – 8 683.
- Kančík E. & Pavúr K., 1961: Tlmače – hať, inžiniersko-geologický prieskum. Žilina: Geologický prieskum. Manuskript, Geofond – 8 480.
- Kéz A., 1934: The gorge of the Danube at Visegrád (in Hungarian). *Mathematikai és természettudományi értesítő*, 50, 714–747.
- Kováč M., Synak R., Fordinál K., Joniak P., Tóth Cs., Vojtko R., Nagy A., Baráth I., Maglay J. & Minár J., 2011: Late Miocene and Pliocene history of the Danube Basin: inferred from development of depositional systems and timing of sedimentary facies changes. *Geologica Carpathica*, 62, 6, 519–534.
- Králiková S., Hók J. & Vojtko R., 2010: Reorientácia napätového poľa odvodená z morfoštruktúr a zlomového porušenia pliocénnych sedimentov Hronskej pahorkatiny (Západné Karpaty). *Acta Geologica Slovaca*, 2, 1, 17–22.
- Lebatard A.E., Bourlès D.L., Braucher R., Arnold M., Durringer Ph., Jolivet M., Moussa A., Deschamps P., Roquin Cl., Carcaillet J., Schuster M., Lihoreau F., Likius A., Mackaye H.T., Vignaud P. & Brunet M., 2010: Application of the authigenic  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  dating method to continental sediments: Reconstruction of the Mio-Pleistocene sedimentary sequence in the early hominid fossiliferous areas of the northern Chad Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 1–2, 57–70.
- Lukniš M. & Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej Nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. *Geografický Časopis*, 5, 3–4, 131–168.
- Lunga S., 1963: Správa o výsledku štruktúrneho prieskumu východne od Komárna v roku 1962. Gbely: Československé naftové doly. Manuskript, Geofond – 11 260.
- Lunga S., 1964: Geologická správa o plytkom štruktúrnom prieskume v oblasti Komárno – Nová Vieska za rok 1963. Gbely: Československé naftové doly. Manuskript, Geofond – 12 679.
- Lunga S., 1965: Geologická správa o výsledkoch štruktúrneho prieskumu v oblasti Komárno – Nová Vieska za rok 1964. Gbely: Československé naftové doly. Manuskript, Geofond – 14 879.

- Lunga S., 1966: Geologická správa o štruktúrnom prieskume v oblasti Komárno – Nová Vieska za rok 1965, český. Gbely: Československé naftové doly. Manuskript, Geofond – 16 175.
- Lunga S., 1967: Plytký a stredne hlboký štruktúrny prieskum v JV časti Podunajskej panvy – prieskum živíc, výročná správa za rok 1967. Hodonín: Československé naftové doly. Manuskript, Geofond – 19 832.
- Maglay J., Halouška R., Baňacký V., Pristaš J. & Janočko J., 1999: Neotektonická mapa Slovenska v mierke 1:500 000. MŽP SR, Geologická služba SR, Bratislava.
- Mazúr E., 1963: Žilinská kotlina a príslušné pohoria. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. 185 p.
- Mazúr E. & Lukniš M., 1978: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. Mapa 1:500 000, I. vydanie, Slovenská kartografia, Bratislava.
- Mazúrová V., 1978: Terasy riek Čs. Karpát a ich vzťah k terasám Dunaja. *Geografický Časopis*, 30, 4, 281–298.
- Minaříková D., 1967: Sedimentárno-petrografický výskum kvartérnych sedimentov územia medzi Komárnom a Štúrovom, dielčia záverečná správa za roky 1959–1966. ŠGÚDŠ, Bratislava. Manuskript, Geofond – 19 907.
- Mosendz G., 1980: Velké Kozmálovce – Hron – hať, podrobný IGP. Bratislava: Hydroconsult. Manuskript, Geofond – 46 358.
- Nagy A., Halouška R., Konečný V., Lexa J., Fordinál K., Havrila M., Vozár J. Kubeš P., Liščák P., Stolár M. & Dulovičová K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – východná časť 1:50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 187 p.
- Otepká J. & PISOŇ J., 1968<sup>a</sup>: Húl – Zlaté Moravce – úprava rieky Žitava, predbežný IGP. IGHP, Žilina. Manuskript, Geofond – 19 483.
- Otepká J. & PISOŇ J., 1968<sup>b</sup>: Velké Kozmálovce – Štúrovo – úprava rieky Hron, predbežný IGP. IGHP, Žilina. Manuskript, Geofond – 19 904.
- Otepká J. & PISOŇ J., 1970: Úprava Žitavy – Hul – Maňa, podrobný IGP. IGHP, Žilina. Manuskript, Geofond – 23 735.
- Pécsi M., 1959: Formation and geomorphology of the Danube valley in Hungary. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346 p.
- Porubský A., 1955: Geologický výskum z hľadiska zakladania na vodnom diele Dunaj. Ústav stavebnej geológie, Bratislava, Manuskript, Geofond – 1 449.
- Priehodská Z. & Harčár J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti podunajskej nížiny. GÚDŠ, Bratislava, 114 p.
- RCDC (Regional co-operation of the Danube Countries) 1999: Paleogeography of the Danube and its Catchment. VITUKI, Budapest. Danube Monograph, 5, 2, 61 p.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Fodor L., Bada G., Leél-Össy Sz., Horváth E. & Dunai T.J., 2005<sup>a</sup>: Quantification of Quaternary vertical movements in the central Pannonian Basin: A review of chronologic data along the Danube River, Hungary. *Tectonophysics*, 410, 1–4, 157–172.
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs., Dunai T.J., Bada G., Fodor L. & Horváth R., 2005<sup>b</sup>: Middle to Late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Bend, (Pannonian Basin) using in situ produced <sup>3</sup>He. *Tectonophysics*, 410, 1–4, 173–187.
- Sawada M., 1999: ROOKCASE: An Excel 97/2000 Visual Basic (VB) Add-in for Exploring Global and Local Spatial Autocorrelation. *Bulletin of the Ecological Society of America*, 80, 4, 231–234.
- Stankoviansky M., Minár J., Staškovánová V., Pišút P., Smetanová A. & Ondrčka J., 2011: Current state of knowledge on landform evolution of the Slovak part of the Little Danube Basin in the Quaternary in relation with results of the Source & Sink project. In: Machová Z. (Ed.): EUEOCORES – TOPO-EUROPE Source & Sink Workshop Smolenice, April 2011, Abstract book, 28–30.
- Starkel L., 2011: Glacial-interglacial cycle in the formation of slopes and valleys floors in the Flysch Carpathians. In: Hradecký J. & Šilhán K. (Eds.): Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology, Ostravice, Czech Republic, 17–20 October 2011. Abstract book, 56–57.
- Šujan M., 2011: Morfológia rozhrania kvartér/neogén v oblasti Bratislavy. *Acta Geologica Slovaca*, 3, 2, 131–141.
- Šujan M., Rybár S., Šarinová K., Kováč M., Vlačiky M. & Zervanová J., 2013: Uppermost Miocene to Quaternary accumulation history at the Danube Basin eastern flanks. In: Fodor L. & Köver S. (Eds.): 11<sup>th</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG). – Budapest: Geological and Geophysical Institute of Hungary, 2013. Abstract book, 66–68.
- Šujan M. Rybár S. & Kováč M., 2013: Geology of the Pleistocene river terraces in the area of the Hron Upland (in Slovak). In: Németh Z., Plašienka D., Šimon L., Kohút M. & Kováčiková M. (Eds.): 11<sup>th</sup> Annual Seminary of Slovak Geological Society, 12<sup>th</sup> December 2013, Bratislava: State Geological Institute of Dionýz Štúr. Abstract book, 16–17.
- Šujan, M., Kováč, M., Rybár, S., Šarinová, K. & Hudáčková, N. 2014: Sedimentary environments of the Danube Basin Upper Miocene alluvial sequence. In: Bábek, O., Grygar, T. M. & Uličný, D. (Eds.): Central European Meeting of Sedimentary Geology, 9–13<sup>th</sup> June 2014, Olomouc: Palacky University. Abstract book, 94–96.
- Timkó E., 1902: Agrogeologische Verhältnisse der Germakung von Udvard, Prebete, Bagota, Imely, Naszvad, Bajcs (Comitat Komárom) und Umgebung der Stadt Ersekujvár (Comitat Nyitra). Jahresbericht der kgl. ung. geo. Anstalt für 1900, Budapest.
- Tužinský Á., Bátorý V., Steiner D., Slivovská G. & Pavúr K., 1963: Tlmače – Štúrovo – hydrogeologický prieskum náplavov Hrona, spojený s vybudovaním limnigrafických sond, vyhľadávací HGP. Žilina: Geologický prieskum. Manuskript, Geofond – 11 430.
- Vandenbergh J., 2003: Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews*, 22, 20, 2053–2060.
- Vandenbergh J., 2008: The fluvial cycle at cold–warm–cold transitions in lowland regions: A refinement of theory. *Geomorphology*, 98, 3–4, 275–284.
- Vass D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. ŠGÚDŠ, Bratislava, 50–65.
- Vass D., Began A., Gross P., Kahan Š., Krystek I., Köhler E., Lexa J., Nemčok J., Růžička M. & Vaškovský I., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, Mapa 1:500 000, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Vaškovský I., Bárta R., Hanzel V., Halouška R., Harčár J., Karolus K., Pristaš J., Remšík A., Šucha P., Vass D. & Vaškovská E., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny, M 1:50 000. GÚDŠ, Bratislava, 115 p.
- Vaškovský I., 1977: Kvartér Slovenska. ŠGÚDŠ, Bratislava, 247 p.
- Vaškovský I. & Halouška R., 1976: Geologická mapa Podunajskej nížiny, juhovýchodná časť, M 1:50 000. GÚDŠ, Bratislava.
- Vaškovský I., Harčár J. & Pristaš J., 1965: Ročná správa za úlohu č. 602, kvartér JV časti Podunajskej nížiny. ŠGÚDŠ, Bratislava. Manuskript, Geofond – 14 665.
- Vlačiky M., Sliva L., Tóth Cs., Karol M. & Zervanová I., 2008: Fauna a sedimentológia lokality Nová Vieska (vilafrank, SR). *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 93, 229–244.
- Vlačiky M., Tóth Cs., Šujan M., Rybár S., Zervanová J. & Sakala J., 2013: Najnovšie výsledky výskumu hranice pliocén/pleistocén v sedimentoch Podunajskej nížiny. 19. Kvartér, 29.11.2013, ÚGV PIF MU Brno. Sborník abstraktov, 73–74.
- Walker M.J.C., 2005: Quaternary dating methods. John Wiley & Sons, Chichester, England, 286 p.

**Summary:** The study area is located in surroundings of the Hron Upland, situated at the Danube Basin eastern margin, in foothill of the Transdanubian Range Mts. on the south (Fig. 1a,b). The research was focused on distribution of fluvial sediments with aim to determine the river network development and neotectonic activity.

Since the area is widely covered with loess sequences, the best information source was provided by a database of wells (collected more than 1900 boreholes, Fig. 1c). Data collected from archival materials served to gain a homogenous spatial information about presence of Pleistocene river sediments, as well as the underlying Miocene volcanic rocks and sediments. Base of the river terraces was interpolated in two subareas of the study area (Fig. 5 and 9). For interpolation purposes, the topo-to-raster method in ArcMap 10.0 was used, with cell size 50 m. Spatial autocorrelation of datasets was investigated using Moran's I method with results of significantly clustered pattern (Fig. 2).

The definition of three terrace systems of the paleo-Hron, paleo-Žitava, and paleo-Danube river was carried out in pursuance of the base level maps (Fig. 5 and 9) and lithological correlation of wells situated along geological profiles (Fig. 3, 4, 8). Geometry, number of levels and retreating orientation of terrace systems is different, as well as petrography of gravels in individual systems.

Six paleo-Hron terraces in north-south direction, retreating to the east, are located in the eastern part of the studied area. A difference in topography and base level elevation between levels increases from the north to south (Fig. 6). Altitudinal difference between terraces VI. and I. is 80 m (Fig. 3 – section H3). In terrace levels no fault activity was observed, with an exception of the northern part of the I terrace, where normal faults of 15 to 20 m offsets restrict the Kozmálovce depression (Fig. 5b).

Paleo-Žitava terrace system consists of erosive remnants of wider levels. To this system could be assigned also lag deposits of incised valleys in the topographic elevation called Chrbát, on southwest (Fig. 7). Terraces divided into four levels are retreating to the northwest (Fig. 8). The highest terraces (IV. and III.) basal strata are rich on fossil mammal fauna remnants of lowermost Pleistocene age (Vlačíky et al., 2008, 2013).

The paleo-Danube system is formed by two terrace levels in the southern part of the study area, oriented in west-east direction (Fig. 9). Recent Danube is slightly incised into the I. terrace. The Upper level (II.) is significantly segmented with normal faults of northwest-southeast direction, what can be observed in both topography and base level map. Faults with offsets 10 to 15 m follow orientation of valleys in topographic elevation of the southern Hron Upland (Chrbát).

Model of river network development and evolution of terrace system (Fig. 10) is limited to time span from lowermost Pleistocene to Holocene. The age of beginning of terraces forming is equal to age of disintegration of the River level in the eastern part of the Danube Basin (sensu Mazúr, 1963 and Minár et al., 2011). Timing of the mentioned event is restricted to geochronological data of large mammal biostratigraphy, indicating MN16-MN17 zone (Kováč et al., 2011). Uplift of the Hron Upland led to development of two separate river basins; the paleo-Hron and paleo-Žitava commence to occur. The valley of paleo-Hron was bordered from the west by elevated Hron Upland and from the east by rigid volcano-sedimentary complexes of the Ipeľ Upland. Direction of riverbed was north-south with stream course to the south, despite the asymmetric uplift triggered by the Transdanubian Range Mts. rise in the south.

Shift of the paleo-Danube into river network, in front of the Transdanubian Range Mts. led to intensive erosion in a narrow valley, which was previously occupied by less significant stream, probably paleo-Žitava. This significant change took place during the Middle to Late Pleistocene, what is suggested by the dating of river terraces in the Danube Bend Gate (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005b). Although the paleo-Danube terraces were formed in the last interval of described development, faulting was the most intense there, what corresponds to the asymmetry of the uplift with maximum in the Transdanubian Range Mts. The assumed uplift rate in the last 2.6 Ma is 0.03 mm-a<sup>-1</sup>, what is a standard rate for terrace territories situated in stable continental areas (Bridgland & Westaway, 2008). The model of river terraces evolution in the study area can be validated by additional use of dating methods, such as luminescence methods and dating based on cosmogenic nuclides.